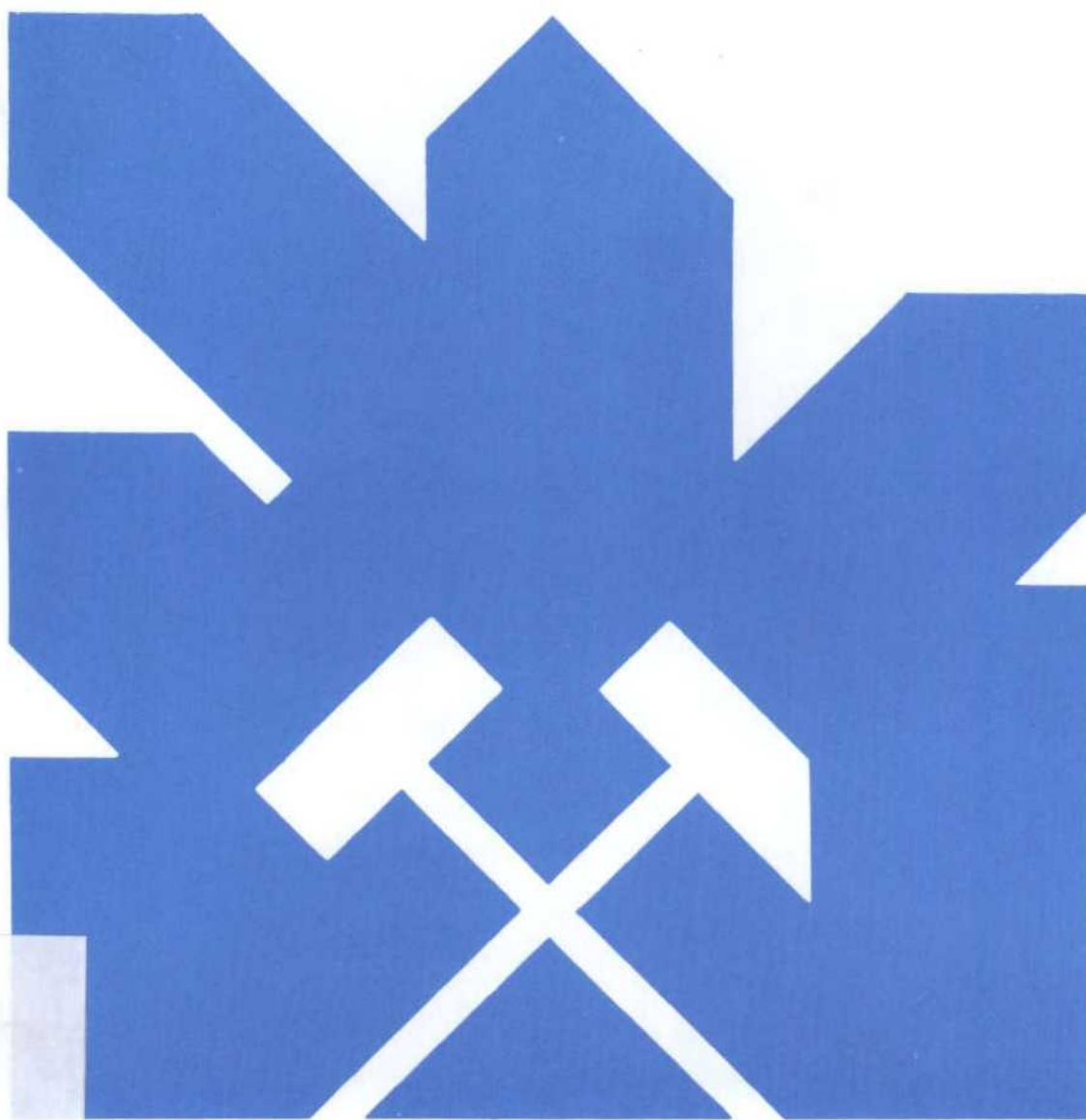


MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
SECRETARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

ANALISIS METODOLOGICO DE LAS TECNICAS GEOQUIMICAS
EMPLEADAS EN
PROSPECCION GEOTERMICA



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Julio 1985

ANALISIS METODOLOGICO DE LAS TECNICAS GEOQUIMICAS
EMPLEADAS EN
PROSPECCION GEOTERMICA

I N D I C E

	<u>Página</u>
RESUMEN GENERAL	i
I. ENCUADRE GEOLOGICO DE LOS RECURSOS GEOTERMICOS	 I.1
I.1 Revisión de los Procesos Geológicos	I.2
I.2 Tipos de Recursos Geotérmicos	I.9
I.2.1 Recursos Hidrotermales	I.10
I.2.2 Cuencas Sedimentarias	I.14
I.2.3 Recursos Geopresurizados	I.15
I.2.4 Recursos Geotérmicos Radiogénicos	I.15
I.2.5 Recursos Asociados a Rocas Calientes Secas	I.16
I.2.6 Recursos Asociados a Rocas Fundidas	I.17
I.3 Fluidos Hidrotermales	I.17
I.4 Conclusiones	I.18
Referencias	
Figuras y Tablas	
II. LOS METODOS GEOQUIMICOS EN LA EXPLORACION GEOTERMICA	 II.1
Referencias	
III. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS RECURSOS GEOTERMICOS	 III.1
III.1 Características de los Recursos Geotérmicos	III.1
III.2 Clasificación de los Campos Geotérmicos	III.3
III.2.1 Cuencas Sedimentarias	III.4
III.2.2 Cuencas Intermontañas en Regiones de Tectónica Alpina	III.12
III.2.3 Areas Geotérmicas Relacionadas con Actividad Volcánica	III.13

III.2.4	Campos Asociados a Zonas Igneas/ Fallas	III.13
	Referencias	
	Figuras y Tablas	
IV.	CARACTERISTICAS QUIMICAS DE LOS FLUIDOS GEOTERMICOS	IV.1
IV.1	Fluidos Hidrotermales	IV.1
IV.1.1	Constituyentes Mayoritarios de los Fluidos Hidrotermales	IV.2
IV.1.1.1	Sodio	IV.2
IV.1.1.2	Potasio	IV.4
IV.1.1.3	Calcio	IV.4
IV.1.1.4	Magnesio	IV.6
IV.1.1.5	Sílice	IV.7
IV.1.1.6	Cloro	IV.9
IV.1.1.7	Fluor	IV.10
IV.1.1.8	Sulfatos y Componentes Sulfurosos	IV.11
IV.1.1.9	Carbonatos	IV.13
IV.1.2	Componentes Minoritarios	IV.14
IV.1.2.1	Boro	IV.15
IV.1.2.2	Amoniaco	IV.16
IV.1.2.3	Litio, Rubidio y Cesio	IV.16
IV.1.2.4	Hierro	IV.17
IV.2	Clasificación de los Fluidos Termales	IV.18
IV.2.1	Sistemas de Representación de los Datos Químicos	IV.19
IV.2.2	Definición de los Parámetros Quími- cos	IV.26
IV.2.3	Aplicación a la Definición de Facies Hidroquímicas	IV.28
IV.3	Variaciones Composicionales de los Fluidos Geotérmicos	IV.30
IV.4	Procesos que Afectan al Quimismo de los Fluidos Geotérmicos	IV.31

IV.4.1	Procesos de Mezclas	IV.31
IV.4.2	Procesos de Ebullición	IV.33
IV.5	Relaciones Entre los Fluidos Hidrotermales y los Tipos de Rocas	IV.36
IV.5.1	Origen de las Aguas y Elementos Disueltos	IV.6
IV.5.2	Parámetros Termodinámicos	IV.38
IV.5.3	Coefficientes de Actividad	IV.39
IV.5.4	Constantes de Equilibrio en Soluciones Acuosas con Carbonatos y Sulfatos	IV.41
IV.5.5	Diagramas de Actividad Iónica	IV.44

Referencias

Figuras y Tablas

V.	METODOS GEOQUIMICOS APLICADOS AL QUIMISMO DE LOS FLUIDOS	V.1
V.1	Geotermometría	V.1
V.2	Geotermómetros Cuantitativos	V.6
V.2.1	Geotermómetro de la Sílice	V.7
V.2.2	Geotermómetros Alcalinos	V.13
V.2.3	Geotermómetro de Aguas Salobres y Aguas Marinas Modificadas	V.23
V.2.4	Mezclas de Geotermómetros	V.24
V.2.5	Diagramas de Entalpía-Cloruros	V.29
V.2.6	Ecuaciones de Mezclas Sílice-Entalpía	V.39
V.2.7	Sílice-Entalpía. Método Simplificado	V.51
V.3	Geotermómetros Cualitativos	V.54
V.4	Geotermómetros Basados en Saturaciones Minerales	V.55
V.5	Interpretación de Temperaturas a Partir de Geotermómetros	V.57
V.6	Aplicaciones y Limitaciones de los Geotermómetros Catiónicos	V.60

Referencias

Figuras y Tablas

VI.	QUIMISMO DE LOS GASES GEOTERMICOS	VI.1
VI.1	Composición y Clasificación de los Gases	VI.2
VI.2	Reacciones Gaseosas Implicadas en los Procesos Hidrotermales	VI.3
VI.2.1	Hidrógeno y Fugacidad del Oxígeno	VI.3
VI.2.2	Contenido en Sulfhídrico y Fugacidad del Azufre	VI.4
VI.2.3	Contenidos en Amoníaco y Nitrógeno	VI.5
VI.2.4	Contenidos en Dióxido de Carbono y Metano	VI.8
VI.2.5	Gases Activos en Sistemas Geotérmi- cos	VI.9
VI.3	Gases Nobles en Fluidos Geotérmicos	VI.11
VI.4	Gases Emitidos en Relación con Procesos Mag- máticos	VI.13
VI.5	Geotermometría de los Gases	VI.17
VI.5.1	Geotermómetros Gaseosos	VI.18
	Referencias	
	Figuras y Tablas	
VII.	ISOTOPOS ESTABLES EN SISTEMAS GEOTERMICOS	VII.1
VII.1	Isótopos Estables del Oxígeno e Hidrógeno	VII.1
VII.1.1	Aplicación de los Análisis Químicos de Oxígeno y Deuterio al Estudio de Areas Geotérmicas	VII.4
VII.1.2	La Edad de los Fluidos	VII.5
VII.2	Geotermómetros Isotópicos	VII.7
VII.2.1	Fraccionamiento del Carbónico en el Sistema $\text{CO}_2\text{-CH}_4$	VII.8
VII.2.2	Fraccionamiento del Hidrógeno en el Sistema $\text{H}_2\text{O-H}_2$ y $\text{H}_2\text{-CH}_4$	VII.10
VII.2.3	Fraccionamiento del Oxígeno en el Sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$	VII.10
VII.2.4	Fraccionamiento del Oxígeno en el Sistema $\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$	VII.11

VII.3	Ejemplo de Aplicación Conjunta de Técnicas Isotópicas y Geoquímicas	VII.12
	Referencias	
	Figuras y Tablas	
VIII.	OTROS INDICADORES DE ACTIVIDAD GEOTERMICA	VIII.1
VIII.1	Minerales de Alteración	VIII.1
VIII.1.1	Depósitos Relacionados con Procesos de Enfriamiento	VIII.2
VIII.1.2	Depósitos Relacionados con Procesos de Calentamiento	VIII.7
VIII.1.3	Depósitos Relacionados con Procesos de Ebullición	VIII.7
VIII.1.4	Conclusiones	VIII.9
VIII.2	Distribución de Elementos Mayores y Traza en las Zonas de Alteración de los Sistemas Geotérmicos	VIII.10
VIII.2.1	Distribución de Elementos Traza	VIII.10
VIII.2.2	Distribución de Elementos Mayores	VIII.14
VIII.2.2.1	Alteraciones de Feldespatos	VIII.15
VIII.2.2.2	Distribución de Calcita y Cuarzo	VIII.16
VIII.2.2.3	Distribución de Clorita	VIII.16
VIII.2.2.4	Distribución de Hematites y Epidota	VIII.17
VIII.2.3	Conclusiones	VIII.17
VIII.3	Geoquímica de Suelos	VIII.18
VIII.3.1	Prospección de Mercurio en Suelos	VIII.19
VIII.3.2	Elementos no Volátiles en Suelos	VIII.21
VIII.3.3	Gases en Suelos	VIII.22
VIII.4	Conclusiones	VIII.23
VIII.5	Aplicaciones, Limitaciones y Coste de Estas Metodologías	VIII.26
VIII.5.1	Investigación Mineralógica de las Alteraciones	VIII.26
VIII.5.2	Estudio de los Elementos Mayores y Traza	VIII.28

Referencias

Figuras y Tablas

IX.	OBTENCION Y ANALISIS DE MUESTRAS DE FLUIDOS GEOTERMICOS	IX.1
IX.1	Introducción y Consideraciones Generales	IX.1
IX.2	Toma y Análisis de Muestras de Aguas	IX.2
IX.3	Toma y Análisis de Muestras de Gases	IX.5
IX.4	Toma de Muestras y Análisis de Isótopos	IX.6
IX.5	Determinación de la Calidad de los Resultados Analíticos	IX.7
X.	METODOS DE REPRESENTACION DE DATOS	X.1
X.1	Introducción	X.1
X.2	Diagramas de Concentración Iónica	X.1
X.3	Interpretación Estadística de los Datos Geoquímicos	X.4
	Referencias	
	Figuras	
XI.	ESTRATEGIAS DE EXPLORACION	XI.1
XI.1	Introducción	XI.1
XI.2	Papel que Juegan las Ciencias de la Tierra en la Exploración Geotérmica	XI.1
XI.3	Exploración Geotérmica. Consideraciones Generales	XI.3
XI.4	El Modelo Geológico Conceptual	XI.6
XI.5	Estrategias de Exploración para Cuencas Sedimentarias	XI.7
XI.6	Estrategia de Exploración en Rocas Igneas/ Fallas	XI.12
XI.7	Estrategia de Exploración en Areas Volcánicas	XI.13
	Figuras	

RESUMEN GENERAL

El INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME) contrató en Noviembre de 1984 a un equipo de trabajo formado por LAW ENGINEERING IBERICA, S.A., el Laboratorio de Ciencias de la Tierra/Instituto de Investigación de la Universidad de Utah (EE.UU.) y un grupo de científicos españoles colaboradores, para la realización de un estudio de evaluación de la aplicación de métodos geoquímicos a la investigación geotérmica, y el diseño de unas estrategias generales de exploración aplicables a los sistemas geotérmicos conocidos en la actualidad en el territorio nacional. Este trabajo se realizó en un plazo de unos siete meses.

Con el objeto de determinar y documentar la aplicación de las técnicas geoquímicas empleadas a nivel mundial en la exploración y evaluación de los yacimientos geotérmicos, se realizó una recopilación exhaustiva y revisión bibliográfica, la cual ha incluido publicaciones técnicas que describen la aplicación de métodos geoquímicos a la exploración de recursos geotérmicos en todo el mundo. En total se han revisado más de cuatrocientas publicaciones incluyendo revistas técnicas, informes y comunicaciones presentadas a congresos de geotermia, publicaciones de tesis doctorales y libros de texto sobre geotermia.

Se ha prestado especial interés en este estudio a la caracterización química de los fluidos geotérmicos para poder así llegar a definir el mejor empleo de la geotermometría de fluidos acuosos y gaseosos, así como a la definición de los isótopos estables presentes en los sistemas geotérmicos para la evaluación y caracterización de dichos sistemas. Otro de los aspectos que ha merecido especial atención ha sido la utilización de otros indicadores de actividades geotérmicas tales como los minerales de alteración, elementos traza y mayores y geoquímica de suelos. Por último, también se han tratado los métodos analíticos y gráficos de representación y evaluación de información geoquímica.

En general, se puede decir que los sistemas geotérmicos se encuentran en una gama muy variada de ambientes geológicos. Los recur-

Los geotérmicos en cuencas sedimentarias son el resultado de una interacción compleja de regímenes hidrodinámicos, químicos y térmicos. El calor causante de la presencia de un recurso geotérmico proviene generalmente del flujo calorífico normal de la Tierra. Sin embargo, pequeños cambios locales en las cuencas sedimentarias pueden afectar a los gradientes térmicos. Los fluidos en las cuencas sedimentarias pueden ser bien aguas meteóricas recientes, aguas juveniles antiguas, las cuales pueden ser salmueras o bien mezcla de los distintos tipos de aguas mencionados. Las anomalías térmicas positivas se encuentran a menudo en zonas con unas estructuras geológicas complicadas tales como fallas o anticlinales, los cuales proporcionan la permeabilidad precisa para el ascenso de las aguas. Las estructuras regionales son vías de flujo muy favorables para el desarrollo de los sistemas geotérmicos. Las relaciones hidrodinámicas en las cuencas sedimentarias recientes están a menudo complicadas por el desarrollo de zonas de sobrepresurización (las cuales pueden a su vez ser anomalías térmicas) así como por la pérdida del agua de los sedimentos resultante de los procesos de compactación.

Los fluidos geotérmicos asociados a terrenos volcánicos e ígneos pueden resultar de la circulación profunda de aguas meteóricas o de la intrusión reciente de rocas calientes. Las relaciones hidrogeológicas en los terrenos volcánicos son muy complejas pudiendo estar presentes en una misma región distintos tipos de yacimientos con fluidos de composiciones muy dispares.

Tanto la composición como la temperatura de los fluidos geotérmicos varía ampliamente, siendo químicamente muy distinta de las aguas subterráneas frías o calientes. Su composición química específica depende de muchos factores, incluyendo la temperatura, tipo de roca, origen y tiempo de permanencia de dichas aguas en el yacimiento. Procesos tales como ebullición, mezcla, enfriamiento, y calentamiento pueden dar lugar a la deposición de minerales afectando de esta forma la composición química de los fluidos de los yacimientos profundos antes de que estos se puedan muestrear en superficie.

Los geotermómetros fluidos cualitativos se emplean ampliamente durante las investigaciones geoquímicas preliminares para localizar zonas de ascensión de fluidos, determinación de la distribución de las aguas termales y de las direcciones del flujo de dichas aguas, y para determinar la litología de las rocas de los yacimientos. Los constituyentes de los fluidos que han demostrado ser de particular interés durante dichas investigaciones son los elementos de cloro solubles, boro, arsénico, cesio y plomo, etc. Los cambios en las concentraciones de dichos elementos a medida que los fluidos emigran desde las zonas profundas tienen fundamentalmente lugar por procesos de dilución o ebullición. El uso de las proporciones atómicas (por ejemplo cloro/boro) puede servir para aclarar estos efectos.

Los geotermómetros químicos se emplean a menudo para predecir la temperatura del yacimiento en las zonas geotérmicas. Los geotermómetros más utilizados y con mayor porcentaje de éxito son los que se basan en los contenidos de Na-K-Ca-Mg y sílice en las aguas geotérmicas. Los geotermómetros químicos han sido específicamente calibrados para su utilización en las salmueras provenientes de cuencas sedimentarias y campos petrolíferos. Además, los procesos físicos que definen la geometría de los yacimientos, tales como ebullición, mezcla, enfriamiento y calentamiento pueden también ser dilucidados mediante la aplicación de las relaciones cloruro-entalpía y sílice-entalpía.

Se han aplicado varios geotermómetros a los datos químicos suministrados por los informes del IGME correspondientes a varios recursos geotérmicos españoles. En general, hay un alto grado de correlación entre los distintos geotermómetros usados en las fuentes termales calientes muestreadas. Los resultados de los cálculos realizados demuestran la aplicabilidad de los métodos geoquímicos existentes a la interpretación de esta información química.

Las estimaciones sobre temperaturas de yacimientos pueden también hacerse indirectamente a partir de la aparición de algunos de los minerales secundarios más comunes encontrados en relación con las rocas alteradas geotérmicamente. Muchos de estos minerales son

estables solamente en un rango de temperatura muy pequeño. Entre ellos hay que distinguir los minerales arcillosos (por debajo de los 225°C) y la illita, clorita y epidota (por encima de los 225°C). Los geotermómetros minerales pueden ser de una importancia muy particular durante los estados iniciales de un programa de perforación sobre todo cuando los sondeos no llegan a encontrar fluidos. Los elementos traza y las investigaciones de mercurio tanto en suelos como en los detritos de los sondeos realizados sin obtención de testigo proporcionan una información complementaria sobre la distribución de los tipos de fluidos, la temperatura y la permeabilidad de la zona.

Las estrategias de exploración para recursos geotérmicos en cuencas sedimentarias, zonas ígneas y volcánicas requieren de la integración de estudios geoquímicos, geológicos, geofísicos e hidrogeológicos. Al final de este informe se presentan unas estrategias de exploración básicas para los ambientes geológicos anteriormente mencionados.

I. ENCUADRE GEOLOGICO DE LOS RECURSOS GEOTERMICOS

La energía geotérmica es energía calorífica que se genera en el interior de la Tierra. En condiciones favorables una pequeña proporción de esta energía puede ser extraída y utilizada por el hombre. La capacidad de la Tierra para producir calor es tan grande que muchos de los procesos geológicos responsables de la configuración actual de la superficie del planeta han tenido su origen en la redistribución del calor interno mediante su flujo desde zonas profundas, más calientes, a zonas superficiales con menor temperatura. Fenómenos tan aparentemente distintos, tales como el movimiento de las placas corticales, volcanismo, terremotos y geisers, deben su origen al transporte de la energía térmica desde el interior de la Tierra.

En los EE.UU. de América y en otros muchos países, como Italia, Turquía, Hungría, Islandia, Francia, etc, la energía geotérmica se usa tanto para la generación de energía eléctrica como para aplicaciones directas tales como calefacción y energía de apoyo a procesos industriales. Aunque la viabilidad técnica de aplicación de la energía geotérmica para tales usos se ha conocido desde hace muchos años, la cantidad total de su aplicación, hoy en día, es muy pequeña comparado con su potencial. La disponibilidad de recursos energéticos relativamente baratos tales como petróleo, gas y carbón, ha puesto en un segundo plano el uso de los recursos geotérmicos. En el momento actual la aplicación de los recursos geotérmicos es económica solamente en algunos de los campos de mayor entalpía. Para poder hacer económicamente rentable la gran cantidad de recursos existentes de baja y media entalpía, es preciso desarrollar nuevas técnicas y equipos que permitan disminuir los costos de exploración, perforación, evaluación de los potenciales de los campos y la extracción de dicha energía.

El objetivo de este capítulo es presentar una visión general de la exploración encaminada a la explotación de los recursos geotérmicos. Los principios geológicos que a continuación se discuten tienen una aplicación mundial. Los recursos geotérmicos de alta temperatura están principalmente localizados en zonas donde un número de procesos geológicos muy específicos están actualmente teniendo lugar.

Los recursos geotérmicos de baja temperatura tienen una distribución mucho más amplia por toda la superficie del planeta. A continuación se presenta una clasificación de los distintos tipos de campos geotérmicos con una breve descripción de la geología típica de cada uno de dichos campos.

I.1 Revisión de los Procesos Geológicos

La distribución en profundidad de propiedades tales como la densidad, presión y otros parámetros físicos es bien conocida, sin embargo, el conocimiento de la variación de la temperatura en profundidad es bastante impreciso. En general, sabemos que la temperatura aumenta con la profundidad (Figura 1.1), al menos durante las primeras decenas de kilómetros, y a partir de ahí establecemos la hipótesis de un incremento continuo de la temperatura hacia el interior de la Tierra. Se postula que a profundidades de unos 100 km existen rocas plásticas o parcialmente fundidas con temperaturas que oscilan entre los 700 y los 1200°C, y que la temperatura del centro de la Tierra, a una profundidad próxima a los 6400 kilómetros, puede ser superior a 4000°C.

El calor del interior de la Tierra fluye de una forma continua hacia el exterior a través de toda su superficie, con una pérdida constante por radiación hacia el espacio. El valor medio de este flujo calorífico de la superficie para todo el planeta es de aproximadamente 60×10^{-3} Vatios/m² (White and Williams 1975) y dado que la superficie media de la Tierra es de aproximadamente $5,1 \times 10^{14}$ m², el porcentaje de pérdida de calor es de aproximadamente 32×10^{12} Vatios, o aproximadamente $2,4 \times 10^{20}$ calorías/año, lo cual es sin duda una cantidad muy importante. En la actualidad, solamente una muy pequeña porción de este calor, fundamentalmente la concentrada en lo que llamamos campos geotérmicos, puede ser aprovechada en beneficio del hombre. El flujo medio de calor de la superficie, 60 milivatios/m², es aproximadamente 20000 veces mas pequeño que el calor que llega desde el Sol cuando se encuentra directamente sobre nosotros, de tal forma que la temperatura de la superficie de la Tierra es controlada por el Sol y no por el calor que se emana desde el interior (Goguel, 1976).

Dos fuentes de calor proveniente del interior de la Tierra parecen ser las más importantes entre todos los numerosos procesos que contribuyen a dicho calor: 1) el calor liberado por procesos radioactivos que han actuado durante los 4.500 millones de años de historia de la Tierra; y 2) el calor liberado durante la formación de la Tierra por los procesos gravitacionales y durante los subsecuentes periodos de redistribución de masas, durante los cuales la mayoría de los materiales más pesados se hundieron para formar el núcleo del planeta (Figura 1.2). El porcentaje de contribución de estos dos mecanismos al flujo de calor observado a través de la superficie de la Tierra no se conoce aún. Algunos modelos teóricos indican que el calor producido por las desintegraciones radioactivas puede que sea el responsable de prácticamente todo el flujo calorífico hacia el exterior de la Tierra (MacDonald, 1965). Otros estudios (Davis, 1980) postulan que si el interior de la Tierra se formó por el hundimiento de elementos metálicos más pesados en una Tierra originalmente homogénea, el calor liberado por este proceso gravitacional podría haber sido suficiente para elevar la temperatura de toda la Tierra unos 2000°C aproximadamente. Una fracción apreciable del flujo observado actualmente podría corresponder a tal proceso. Sin embargo, no se conoce bien ni la distribución de los elementos radioactivos dentro de la Tierra ni su proceso de formación, que tuvo lugar hace aproximadamente 4000 millones de años. Conocemos, sin embargo, que la conductividad térmica de las rocas corticales es muy pequeña, de tal suerte que el calor escapa a través de la superficie de una forma muy lenta.

Las regiones profundas del planeta todavía retienen una parte importante de su calor original, cualquiera que fuera su origen, y tendrán que pasar billones de años antes que la Tierra se enfríe lo suficiente como para detener los procesos geológicos activos que a continuación discutiremos. Este hecho permite orientar la exploración de los recursos geotérmicos una vez que los procesos geológicos son bien conocidos. En el momento actual el conocimiento de tales procesos es relativamente superficial, pero, con el rápido incremento de la necesidad del uso de recursos geotérmicos como una fuente alternativa de energía, nuestra velocidad de aprendizaje está aumentando considerablemente.

En la Figura 1.3 se muestran las principales áreas del mundo con recursos geotérmicos conocidos. Igualmente se muestran en dicha figura zonas con volcanismo recientes y estructuras geológicas activas. De la observación del mapa se deduce que gran cantidad de los recursos geotérmicos se encuentran en áreas en las que hay, o ha habido en fechas no muy lejanas, actividad volcánica o geológica de otro tipo. Para entender el por qué de esta situación debemos considerar algunos de los procesos geológicos que están actualmente teniendo lugar en el interior de la Tierra.

En la Figura 1.2 se muestra un corte esquemático del interior de la Tierra. Una capa sólida denominada litosfera se extiende desde la superficie hasta una profundidad de aproximadamente 100 kilómetros. La litosfera se compone de una capa superior denominada corteza y de las partes más altas del manto el cual yace inmediatamente por debajo de la corteza. Los materiales de manto por debajo de la litosfera son menos sólidos que los correspondientes a la litosfera y por tanto ésta puede fluir de forma lenta bajo ciertas condiciones de esfuerzo. La corteza y el manto se componen de minerales cuyo componente principal es la sílice (SiO_2). La parte exterior del núcleo es una región en donde el material es mucho más denso que el componente del manto; se cree que está compuesto de una mezcla líquida de hierro-níquel-cobre. El interior del núcleo se cree que está compuesto de una mezcla sólida metálica.

Un grupo importante de procesos geológicos que dan lugar a los fenómenos geotérmicos es conocido como "tectónica de placas" (Wyllie, 1971). Este proceso se ilustra esquemáticamente en la Figura 1.4. Se establece como hipótesis que el flujo hacia el exterior del calor de las zonas profundas de la Tierra es el responsable de la formación de células de convección en el manto, según el cual material más caliente de las zonas profundas del manto fluye lentamente hacia la superficie, se distribuye hacia fuera paralelamente a la superficie por debajo de la litosfera sólida mientras que se enfría, y una vez frío desciende de nuevo. Las porciones de litosfera por encima de estas zonas de afloramiento de manto debido al proceso de convección se fracturan y se mueven separándose unas de otras a lo largo de zonas lineales o arqueadas denominadas

"spreading centers" las cuales tienen generalmente una extensión de miles de kilómetros y coinciden, en la mayoría de los casos, con las dorsales oceánicas o sistemas montañosos (Figuras 1.3 y 1.4). Las placas corticales se mueven a velocidades de aproximadamente unos centímetros por año, y material fundido del manto asciende por las fisuras y se solidifica dando lugar a la formación de nueva corteza. Las placas litosféricas oceánicas al moverse lateralmente chocan y empujan a las placas adyacentes, algunas de las cuales contienen las masas continentales, y en la mayoría de los casos las placas oceánicas se sumergen por debajo de las placas continentales. Estas zonas denominadas de subducción, vienen a coincidir con las fosas oceánicas mas profundas que resultan de la inmersión de la corteza al ser arrastrada por las placas oceánicas en su movimiento de descenso. Estas placas descienden a regiones mas calientes del manto siendo calentadas por el material circundante y por el proceso de fricción al ser arrastradas hacia el interior. En el borde superior de las placas descendentes las temperaturas se elevan lo suficiente para dar lugar a una fusión parcial. El grado de fusión depende de la cantidad de agua contenida en las rocas así como de la temperatura y presión y del hecho de que las partes superiores de las placas descendentes contienen a menudo sedimentos oceánicos ricos en agua. Las rocas fundidas, o parcialmente fundidas, que resultan del proceso anteriormente descrito ascienden entonces por "flotación" a través de la corteza, probablemente a lo largo de líneas estructurales de debilidad (Figura 1.5) arrastrando con ellas su calor intrínseco hasta profundidades de 1,5 a 15 km de la superficie. Estos magmas originan volcanes si parte de dicho material fundido escapa a la superficie a través de fallas y fracturas existentes en la parte superior de la corteza.

En la Figura 1.3 se muestra donde están actualmente teniendo lugar estos procesos de separación cortical, formación de nueva corteza oceánica a favor del ascenso de materiales del manto, subducción de las placas oceánicas por debajo de las placas adyacentes, etc. La formación de nuevo material cortical en los fondos oceánicos ocurre en prácticamente todos los océanos principales. La fosa oceánica del este del Pacífico, la dorsal del Atlántico y las dorsales del Océano Indico son algunos de estos ejemplos. Estas dorsales están a menudo

falladas y desplazadas por grandes fallas transformantes que deben su origen a las variaciones de la velocidad de desplazamiento de las placas de un lugar a otro a lo largo de dicha dorsal. El material cortical oceánico desaparece por subducción o es consumido en estas áreas de fosa. La mayoría de los terremotos en las principales zonas sísmicas del mundo ocurren como resultado de estos procesos geofísicos de gran escala, y se sitúan preferentemente bien en los centros de separación de placas, a lo largo de las fallas transformantes o en las zonas de subducción (planos de Benioff). Vemos de esta manera que estos procesos tan activos de la tectónica de placas dan lugar a fenómenos diversos, entre los cuales están la generación de roca fundida a profundidades relativamente pequeñas dentro de la corteza tanto en las zonas de separación de placas como por encima de las zonas de subducción. Estos cuerpos de roca fundida a escasa profundidad generan el calor de la mayoría de los recursos geotérmicos del mundo.

En la Figura 1.5 se describe gráficamente el proceso de intrusión en la corteza de uno de estos cuerpos de roca fundida. Un cuerpo de roca fundida ascendente puede cesar en su ascenso a cualquier profundidad dentro de la corteza terrestre y por tanto puede que extruya, o no, a la superficie en forma de volcanes. La intrusión de magmas fundidos dentro de las partes superiores de la corteza terrestre ha tenido lugar a lo largo de toda la historia geológica. Evidencias que confirman lo anteriormente expuesto son la aparición de rocas volcánicas de todas las edades así como en la existencia en ciertas áreas de rocas cristalinas de dimensiones variables, que son el resultado de magmas que se han enfriado lentamente en profundidad.

Las rocas volcánicas que han extruído a la superficie y las rocas cristalinas que se han enfriado en profundidad reciben el nombre colectivo de "rocas ígneas". La variación en la composición química y mineralógica de dichas rocas es muy grande. Por una parte hay rocas relativamente pobres en sílice (SiO_2 aproximadamente el 50%) y relativamente ricas en hierro ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ aproximadamente 8%) y magnesio (MgO aproximadamente 7%). La variedad volcánica de este tipo de roca es el basalto. La variedad plutónica se conoce como

gabro. Por otra parte, hay rocas que son relativamente ricas en sílice (SiO_2 aproximadamente 64%) y pobres en hierro ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ aproximadamente 5%) y magnesio (MgO aproximadamente 2%). La variedad volcánica de este tipo de roca es la riolita. La variedad plutónica de este tipo de roca es el granito, aunque el término granítico se emplea a veces para designar a cualquier tipo de roca ígnea cristalina. Los magmas que dan lugar a basaltos o gabros se denominan "básicos", mientras que los magmas que dan lugar a riolitas o granitos se denominan "ácidos"; sin embargo estos términos son confusos dado que no tienen nada que ver con el pH del magma.

Se piensa que las partes superiores del manto son de composición basáltica. La gran extrusión de basaltos en algunos lugares tales como las islas de Hawaii, Sicilia y Hakore, y en los platós volcánicos de Columbia y el Snake River en el Noroeste de los Estados Unidos, parecen indicar una conexión más o menos directa entre la parte superior del manto y la corteza en dichos lugares. El origen de los granitos está sometido a algunas controversias. Se puede demostrar que algunos magmas graníticos pueden ser derivados por segregación diferencial de magmas basálticos. Sin embargo, la composición química de los granitos se parece mucho más en promedio a la composición de la corteza continental, y algunos granitos probablemente son el resultado de la fusión de rocas corticales por la ascensión de magmas basálticos mientras que otros deben su origen probablemente a la diferenciación de un magma basáltico. En cualquier caso, los magmas basálticos funden a unas temperaturas muy superiores a la que lo hacen los magmas graníticos (Figura 1.6) y, aún más importante para nuestra discusión, son menos viscosos. La aparición de rocas volcánicas riolíticas de edad reciente (menos de un millón de años y en ocasiones menos de cincuenta mil años) se toma generalmente como un buen indicador del potencial geotérmico en una zona, dado que presumiblemente un cuerpo de magma viscoso puede existir en profundidad y actuar como fuente de calor. Por otra parte, la aparición de magma basáltico joven no es un signo favorable dado que el basalto, al ser relativamente fluído, puede simplemente ascender desde el manto hasta la superficie a lo largo de estrechas fracturas sin necesitar de una cámara magmática a poca profundidad

que pudiera dar lugar a una fuente de calor. En muchas zonas se encuentran presentes a la vez tanto rocas volcánicas basálticas como riolíticas y a menudo las erupciones recientes son más riolíticas, indicando posiblemente una diferenciación progresiva de un magma basáltico en una cámara como la que se ilustra en la Figura 1.5.

Una segunda fuente importante de rocas volcánicas es el resultado de, hasta el presente en fase de hipótesis, puntos generadores de calor en el manto, en contraste con las grandes células de convección discutidas anteriormente. Se ha establecido la hipótesis que la parte superior del manto contiene zonas muy localizadas de subida de material caliente denominado penachos ("plumes"); hay otras hipótesis para explicar el origen de estas concentraciones de calor. A medida que las placas corticales se mueven por encima de estos puntos caloríficos, se originan una serie de volcanes alineados a lo largo de una recta como es el caso de la península de Kamchatka o una línea curva. Las rocas volcánicas más jóvenes aparecen en un extremo de esta cadena de volcanes mientras que las más antiguas aparecen en el otro extremo. La cadena volcánica que configura las islas de Hawaii es un ejemplo excelente de este fenómeno. Las rocas volcánicas de la Isla de Hawaii y las del borde noroeste de la cadena se han datado por procedimientos radioactivos con una edad de aproximadamente 6 millones de años, mientras que los volcanes Maunaloa y Maunakea en el borde sureste de la cadena, están en casi continua actividad, teniendo en el momento actual un intervalo entre erupciones de solamente 11 meses. Además de lo anteriormente mencionado, los geólogos especulan que el Parque Nacional de Yellowstone, en Wyoming, el cual corresponde a una de las áreas geotérmicas mayores del mundo, está situado encima de uno de los susodichos puntos calientes y que las rocas volcánicas más antiguas del este y oeste de la llanura del Snake River en Idaho son los indicios superficiales que este punto caliente del manto dejó en la historia geológica pasada.

No todos los recursos geotérmicos han sido originados por intrusiones próximas a la superficie de cuerpos de rocas fundidas. En ciertas áreas se detecta un incremento de temperatura en profundidad mayor que el gradiente normal sin la presencia de un magma en

profundidad. En la mayor parte del oeste de los Estados Unidos y sur y sureste de Europa hay zonas que tienen un promedio de flujo calorífico anómalamente alto (100 megavatios/m²) así como un gradiente geotérmico anómalamente alto (50°C-40°C/kilómetro). Tanto los datos geofísicos como los geológicos indican que la corteza de la Tierra en estas zonas es más delgada que lo normal y que las isothermas tienen una inflexión hacia arriba en estas zonas. La mayor parte del oeste de los Estados Unidos, el sur y sureste de Europa y el extremo oriental de la placa Euroasiática son geológicamente activas, como queda manifestado por la intensa actividad sísmica o la reciente actividad volcánica. Los procesos de fracturación asociados a los terremotos ayudan a mantener los sistemas de fracturas abiertos y esto permite la circulación de agua a profundidades de 2 km o quizás hasta 5 km. En esos puntos el agua se calienta y vuelve a subir a lo largo de otras fracturas para formar fuentes geotérmicas cercanas a la superficie. La mayoría de las fuentes y pozos termales de estas regiones deben su origen a este tipo de procesos.

1.2 Tipos de Recursos Geotérmicos

Todos los recursos geotérmicos tienen tres componentes comunes:

1. Una fuente de calor,
2. La permeabilidad en la roca, y
3. Un fluido que transfiere calor.

En los párrafos anteriores hemos considerado algunas de las posibles fuentes de calor. Consideraremos ahora la segunda componente, la permeabilidad.

La permeabilidad es una medida de la facilidad de los fluidos a circular a través de las rocas como resultado de unas diferencias de presión. Los fluidos fluyen a través de espacios abiertos entre los granos minerales y fracturas. Las rocas en muchas, pero no en todas, las áreas geotérmicas son rígidas y compactas, y tienen muy poca o ninguna porosidad intergranular. En tales rocas los únicos caminos para el paso del flujo son los que proporcionan las fracturas. Para que un pozo geotérmico produzca fluidos en cantidad sufi-

ciente debe intersectar una o más de dichas fracturas; las cuales son generalmente muy difíciles o imposibles de localizar con precisión mediante procedimientos de exploración desde la superficie. Las fracturas no necesitan tener un espesor superior a unos pocos milímetros para hacer que un pozo sea buen productor, pero deben estar conectadas a la red general de fracturación de la roca de forma que sean capaces de transmitir grandes volúmenes de fluido.

Los fluidos actúan como transmisores del calor de las rocas en profundidad llevándolo hasta la superficie. El fluido que transfiere el calor es bien agua (algunas veces salina) o vapor. El agua tiene una gran capacidad calorífica y un alto grado de calor de vaporización. De esta forma el agua, la cual naturalmente invade las fracturas y otros espacios abiertos en las rocas, es un fluido ideal para transferir calor, dado que una cierta cantidad de agua o vapor puede transportar una gran cantidad de calor a la superficie donde puede ser fácilmente intercambiado.

Las temperaturas de los recursos geotérmicos oscilan desde la temperatura media anual del ambiente (corrientemente de 10 a 30°C) a más de 350°C. En la Figura 1.6 se muestra la variación de temperaturas de interés en investigación geotérmica.

Las clasificaciones de los distintos tipos de recursos geotérmicos que se muestran en la Tabla 1.1 se ha preparado a partir de la proporcionada por White y Williams (1975). En adelante describiremos brevemente cada uno de los distintos tipos, simplificando en la medida de lo posible los modelos geológicos. No todos los modelos son necesariamente aceptados por la comunidad científica, especialmente en el estado tan primitivo de conocimientos sobre los recursos geotérmicos en el que nos encontramos en la actualidad.

I.2.1 Recursos Hidrotermales.

Los recursos hidrotermales de convección son recursos geotérmicos en los cuales el calor de la Tierra es llevado hacia arriba por la circulación convectiva de agua caliente de origen natural o su fase gaseosa, el vapor. Por debajo de algunos de los recursos hidroter-

males de más alta temperatura se supone la existencia de un cuerpo de roca todavía fundida o recientemente solidificada a alta temperatura (300 a 1100° C). Otros tipos de recursos hidrotermales son el resultado de la circulación de agua, a lo largo de fallas y fracturas o dentro de un acuífero permeable, a profundidades donde la temperatura de la roca es elevada, su calentamiento y subsecuente transporte por convección a la superficie o cerca de la superficie. El hecho de que exista en la actualidad vapor en un yacimiento hidrotermal depende, entre otros factores de menor importancia, de las condiciones de presión y temperatura existentes en profundidad.

La Figura 1.7 (White et al., 1971) muestra un modelo conceptual de un sistema hidrotermal con fase vapor, el denominado "Sistema Hidrotermal-Fase Vapor Dominante" (1.a de la Tabla 1.1). La convección de aguas salinas profundas transporta gran cantidad de calor hacia niveles menos profundos donde la ebullición puede tener lugar bajo ciertas condiciones de presión y temperatura. El vapor se mueve hacia la superficie a través de las fracturas de las rocas, siendo posiblemente recalentado por las rocas encajantes que atraviesa. El vapor pierde su calor transfiriéndolo a las rocas más frías próximas a la superficie, dando lugar a procesos de condensación; parte del agua condensada se mueve de nuevo hacia abajo para ser de nuevo vaporizada. Dentro de la zona del sistema donde predomina la fase vapor, la temperatura es prácticamente uniforme debido a la rapidez del flujo convectivo. Este sistema convectivo puede ser cerrado, de tal suerte que los fluidos circulen sin pérdida, pero si una fractura abierta se extiende hasta la superficie, el vapor puede escapar. En este caso, el agua perdida por el sistema puede ser reemplazada mediante recarga, la cual generalmente sucede por infiltración de aguas subterráneas desde los márgenes hacia el interior del sistema de convección. La presión dentro del yacimiento lleno de vapor aumenta mucho más lentamente en profundidad que lo que aumentaría en el caso de que el yacimiento estuviera lleno con agua bajo condiciones de presión hidrostática. Dado que las rocas que circundan el yacimiento generalmente contienen aguas subterráneas bajo presión hidrostática, debe de existir una diferencia de presión horizontal bastante grande entre el vapor en el yacimiento y el agua en las rocas adyacentes, y esto da lugar a una importante pregunta,

por qué el agua de las rocas circundantes al yacimiento no penetra en él inundándolo. Se postula que la permeabilidad de la roca en los bordes del yacimiento, y también probablemente por encima del mismo, es inicialmente baja, y/o ha sido disminuída por la precipitación de minerales provenientes de los fluidos hidrotermales en las fracturas y poros, formando una zona autosellada alrededor del yacimiento. Estas zonas autoselladas se conocen en ambos tipos de recursos, tanto los de fase vapor dominante, como los de fase agua dominante.

Un pozo perforado dentro de un yacimiento de fase vapor puede producir vapor sobrecalentado. El sistema geotérmico The Geysers, California es un ejemplo de este tipo de recurso. El vapor se extrae de pozos, cuyas profundidades oscilan de 1,5 a 3 kilómetros, y se utiliza para alimentar turbinas generadoras de electricidad. La capacidad generadora actual de The Geysers es 1454 Megavatios. La producción mundial actual total de todos los recursos geotérmicos es de 3790 Megavatios.

Otros recursos geotérmicos de fase vapor dominante actualmente en explotación son los de Larderello y Monte Amiata en Italia y el de Matsukawa, en Japón. El famoso Parque Nacional de Yellowstone en Wyoming contiene muchos geisers, fumarolas, charcas de agua caliente y fuentes termales, y la zona de los Volcanes de Barro (Mud Volcanoes) se supone que yacen encima de un campo de vapor seco.

Se conocen relativamente pocos recursos de fase vapor dominante en el mundo, dado que se requieren unas condiciones geológicas muy especiales para su formación (White et al., 1971). Sin embargo, este tipo de recursos son prospectados con gran interés ya que son generalmente más sencillos y menos caros de beneficiar que los sistemas de fase agua dominante, que son más frecuentes.

En la Figura 1.8 se muestra esquemáticamente un sistema hidrotermal de alta temperatura de fase de agua dominante |1 b(i) de la Tabla 1.1|. La fuente de calor por debajo de muchos de estos sistemas es probablemente roca fundida o roca que ha solidificado durante las

últimas decenas de miles de años, a profundidades de quizás 3 a 10 kilómetros. Agua subterránea circula a través de fracturas abiertas en las rocas calientes profundas y removiliza el calor por convección. La temperatura de los fluidos es uniforme a lo largo de grandes extensiones de este tipo de yacimientos porque la convección es rápida. Los procesos de recarga tienen lugar desde los márgenes del sistema mediante circulación por descenso a favor de fracturas. El escape de fluidos calientes a la superficie es frecuentemente minimizado por una zona sellada cercana a la superficie, denominada "roca tapón" ("cap rock"), formada por la precipitación, en las fracturas y poros de las rocas, de minerales provenientes de los fluidos hidrotermales. Las manifestaciones en superficie de este tipo de sistemas geotérmicos son fuentes termales, fumarolas, geisers, depósitos minerales de fuentes termales, rocas con alteración química. Ocasionalmente puede no haber ninguna manifestación superficial de la existencia en profundidad de dichos sistemas. Si no existen indicios superficiales, el descubrimiento de este tipo de recursos es mucho más difícil y requiere una investigación geofísica, geológica, geoquímica e hidrogeológica altamente sofisticada. Un pozo perforado en un yacimiento geotérmico de fase agua dominante, si es productivo encontrará rocas calientes compactas, con agua fluyendo desde la roca al pozo a favor de fracturas abiertas. Las zonas donde se entrecruzan varios sistemas de fracturas son especialmente favorables para la producción de grandes cantidades de fluido hidrotermal. Parte del agua caliente que produce el pozo se pasa a vapor, bien dentro del pozo o en unidades de superficie a medida que se reduce la presión, el cual se utiliza para mover las turbinas.

Un segundo tipo de sistema geotérmico de fase agua caliente dominante se muestra en la Figura 1.9. En este sistema las rocas del yacimiento son sedimentarias con una permeabilidad intragranular y de fractura. En este tipo de yacimientos se pueden a veces producir fluidos hidrotermales sin la necesidad de intersectar fracturas abiertas. Ejemplos de este tipo de yacimientos hidrotermales son el Imperial Valley de California y México. En esta región la dorsal del este del Pacífico, un centro de separación de placas, choca con el continente americano. La Figura 1.3 muestra que la dorsal tiene una orientación hacia el norte a lo largo del Golfo de California y está

formada por pequeños segmentos los cuales están sucesivamente desplazados hacia el norte por fallas transformantes. Aunque su situación por debajo del continente no puede ser demarcada con precisión, se cree que realmente existe y siendo responsable de la existencia de los recursos geotérmicos del Imperial Valley. La fuente de calor tiene su origen en la ascensión de material de manto consistente en roca plástica o fundida a altas temperaturas. Esta roca caliente eleva la temperatura de las rocas sedimentarias suprayacente y de los fluidos en ella contenidos, habiendo dado también lugar, ocasionalmente, a la formación de volcanes. La localización de recursos específicos está controlada por la existencia de fracturas que permiten la circulación de fluidos profundos, que transportan hacia arriba el calor de los yacimientos.

La áreas marginales de alta temperatura en sistemas hidrotermales de fases vapor y agua dominantes a menudo producen agua con temperaturas baja y media [1 b(ii) y 1 b(iii) de la Tabla 1.1], como es el caso de la Fosa del Vallés. Estos fluidos de baja y media temperatura son adecuados para aplicaciones directas de calor pero no para la producción de energía eléctrica. Las aguas con temperaturas bajas y medias pueden también ser el resultado de la circulación profunda de aguas en zonas donde la conducción de calor y el gradiente geotérmico son los promedios, como se ha discutido anteriormente. Las aguas que circulan a profundidades de 1 a 5 kilómetros se calientan, con un gradiente geotérmico normal, y vuelven a la superficie o cerca de la superficie a lo largo de fracturas abiertas debido a su disminución de densidad (Figura 1.10). En este tipo de zonas no se necesita un aumento anómalo del gradiente geotérmico o la existencia de una fuente magmática caliente. Cuando estas aguas afloran dan lugar a fuentes templadas, pero si las aguas templadas no llegan a la superficie, estos recursos son generalmente muy difíciles de localizar.

I.2.2 Cuencas Sedimentarias.

Algunas cuencas sedimentarias, alcanzan potencias hasta de 3 kilómetros o más de rocas, las cuales tienen una permeabilidad intergranular y de espacios abiertos. En algunas de estas cuencas sedi-

mentarias la circulación de las aguas subterráneas puede ser muy profunda. El agua se puede calentar por la existencia de un gradiente geotérmico normal o anómalo y volver a/o cerca de la superficie o permanecer almacenadas en profundidad (3a de la Tabla 1.1). Las figuras 1.11A. y 1.11B. esquematizan estos tipos de recursos. En Francia se están beneficiando este tipo de recursos, existentes en la cuenca de París, para el calentamiento de espacios. Este tipo de recursos existen también en Hungría y Bulgaria, así como en otras partes del mundo.

I.2.3 Recursos Geopresurizados.

Los recursos geopresurizados (3b de la Tabla 1.1) consisten en fluidos almacenados a grandes profundidades, en rocas sedimentarias permeables que han sido calentadas por el gradiente geotérmico normal o anómalo. Estos fluidos están confinados por rocas encajantes impermeables y de esta forma tienen una presión que mucho mayor que la hidrostática, es decir el fluido está a una presión que es debida al peso de la columna de roca suprayacente, más el peso de la columna de agua. En la Figura 1.12 (Papadopoulos, 1975) se muestran algunos de los parámetros de estos recursos geopresurizados y se ilustra el origen de la presión anormal del fluido. Estos fluidos geopresurizados pueden contener metano en disolución; por lo tanto, de este tipo de recursos se pueden obtener tres tipos de energía:

1. calor,
2. energía mecánica debida a la gran presión que estos fluidos liberan al salir de su confinamiento, y
3. la recuperación del metano.

I.2.4 Recursos Geotérmicos Radiogénicos.

Los recursos geotérmicos radiogénicos se encuentran en emplazamientos tales como los existentes al este de los Estados Unidos (3d de la Tabla 1.1). La denominada "llanura costera" está cubierta por una capa de sedimentos que actúan como aislante térmico. Por debajo de estos sedimentos se localizan, en algunas partes, intrusiones con gran producción de calor, el cual se cree debido a un contenido

elevado en elementos radioactivos (uranio, torio y potasio). Se han desarrollado métodos geofísicos y geológicos para la localización de rocas radiogénicas subyacentes a una cobertera sedimentaria y actualmente se está completando la testificación mediante sondeos de este objetivo geotérmico (Figura 1.13). Lo más probable es que se obtengan aguas geotérmicas de baja a media temperatura útiles para el calentamiento de espacios y procesos industriales.

I.2.5 Recursos Asociados a Rocas Calientes Secas.

Los recursos asociados a rocas calientes secas (2b de la Tabla 1.1) se definen como calor almacenado en rocas, a aproximadamente 10 kilómetros de profundidad, de las cuales no se puede extraer económicamente la energía por vapor o agua caliente natural. Las rocas calientes tienen pocos poros o fracturas y por tanto contienen muy poca agua. La viabilidad técnica y económica de extracción de calor, para generación de energía eléctrica y usos directos, de las rocas calientes secas está siendo actualmente investigada por el Departamento de Energía de los EE.UU. a través del Laboratorio Nacional Los Alamos en Nuevo México (Smith et al., 1976; Tester y Albright, 1979) y en los Centros de Investigación de Recursos de Moscú y Leningrado. Las investigaciones de los autores citados indican que es técnicamente viable inducir un sistema de fracturas artificiales en rocas cristalinas compactas calientes a profundidades de aproximadamente 3 kilómetros mediante procesos de fracturación hidráulica masiva. A través de un sondeo se inyecta un fluido a presión suficientemente alta para fracturar la roca y dar lugar a un sistema de fracturas que habitualmente consiste en una o más fracturas verticales planas. Una vez que se ha formado el sistema de fracturas, su orientación y extensión se cartografía mediante el empleo de técnicas geofísicas. Un segundo sondeo más profundo se perfora de tal manera que intersecte este sistema de fracturas. De esta forma se puede hacer circular el agua por el sondeo profundo, a través del sistema de fracturas donde es calentada, y de nuevo extraerla por el sondeo superficial (Figura 1.14). En el emplazamiento experimental de Fenton Hill cerca del Valle de las Calderas en Nuevo México, se han producido mediante este sistema fluidos con temperaturas que oscilan desde 150 a los 200 °C. En cualquier caso es necesario un

mayor desarrollo tecnológico antes de que esta técnica sea económicamente viable.

I.2.6 Recursos Asociados a Rocas Fundidas.

En Albuquerque, Nuevo México, el Sandia National Laboratory del Departamento de Energía de los Estados Unidos está realizando experimentos para intentar identificar un método de extracción de calor directamente de rocas fundidas (2a de la Tabla I.1). Dichos experimentos no han indicado de momento una viabilidad económica para este tipo de modelo. Aún tienen que desarrollarse las técnicas de perforación dentro de roca fundida e intercambiadores de calor o convertidores directos de electricidad.

I.3 Fluídos Hidrotermales

Los procesos que dan lugar a la mayoría de los recursos geotérmicos de alta temperatura, hoy en día conocidos, consisten en la convección de soluciones acuosas alrededor de una intrusión en proceso de enfriamiento. Estos mismos procesos han sido la génesis de la mayor parte de los yacimientos minerales actualmente en explotación, aunque los procesos de formación de depósitos minerales difieren en algunos aspectos de los procesos de convección hidrotermal según se entienden en la actualidad. Los fluidos geotérmicos son químicamente muy complejos y a menudo contienen elementos que causan encostramientos y corrosión en el equipo, o que pueden tener un impacto negativo al medio ambiental si se les libera.

Los fluidos geotérmicos contienen una amplia variedad y concentración de constituyentes disueltos. Los parámetros químicos que a menudo se usan para caracterizar los fluidos geotérmicos son el contenido total de sólidos disueltos (tsd) en partes por millón (ppm) o miligramos por litro (mg/l) y el pH. Los valores de tsd oscilan desde unos cuantos cientos a más de 300.000 mg/l. Muchos de los recursos geotérmicos de los estados de Utah, Nevada y Nuevo México contienen aproximadamente 6.000 mg/l tsd, mientras que algunos recursos del Imperial Valley en California tienen un tsd próximo a los 300.000 mg/l. Los valores típicos del pH oscilan desde

moderadamente alcalinos (8,5) a moderadamente ácido (5,5). Los sólidos disueltos son principalmente compuestos de Na, Ca, K, Cl, SiO₂, SO₄, y COH₃. Existe una amplia variedad de constituyentes menores tales como Hg, F, B, y algunos otros de interés ambiental. Los gases disueltos habitualmente son CO₂, NH₄, y SH₂, el último de los cuales es pernicioso al medio. Han sido y están todavía siendo desarrollados algunos procedimientos para solucionar los problemas de encostramiento, corrosión y ambientales causados por la alta concentración de constituyentes disueltos y gases en los fluidos geotérmicos.

I.4 Conclusiones

Aunque existen muchos tipos de recursos geotérmicos, solo algunos de ellos son de valor económico en la actualidad. Los recursos con fases vapor y agua dominantes (tipo I) y los recursos asociados a cuencas sedimentarias (tipo IIIa) son actualmente los más atractivos bajo el punto de vista de su explotación; mientras que los recursos asociados a rocas calientes secas, magmas, y los recursos geopresurizados y radiogénicos están muy lejos de un desarrollo comercial.

REFERENCIAS CAPITULO I

Davis, G.F., 1980, Exploratory models of the earth's thermal regime during segregation of the core: Jour Geophys. Research, v. 85, no. B12, p.7108-7114.

Goguel, J., 1976, Geothermics: McGraw-Hill Book Co., 200 p.

MacDonald, B.A., 1965, Geophysical deductions from observations of heat flow: in Terrestrial Heat Flow; Geophys. Monograph No. 8: Amer. Geophys. Union, W.H.K. Lee, ed., 276 p.

Papadopoulos, S. S., 1975, The energy potential of geopressured reservoirs: hydrogeologic factors, in Proc. First Geopressured Geothermal Energy Conf., M.L. Dorfman and R.W. Deller, eds., Univ. of Texas, Austin.

Smith, M. C., Aamodt, R. L., Potter, R.M., and Brown, D. W., 1976, Man-made geothermal reservoirs: Proceedings, Second United Nations Geothermal Energy Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, CA, May 1975, v. 3, p. 1781-1788.

Tester, J. W., and Albright, J.N., 1979, Hot dry rock energy extraction field test: 75 days of operation of a prototype reservoir at Fenton Hill, Segment 2, Phase I: Los Alamos Scientific Laboratory Rept. LA-7771-MS.

White, D. E., Muffler, L. J. P., and Truesdell, A. H., 1971, Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems: Economic Geology, v. 66, no 1, p. 75-97.

White, D.E., and Williams, D. L., 1975, Assessment of geothermal resources of the United States - 1975: U.S. Geol. Survey Circ. 726, 155 p.

Wyllie, P. J., 1971, The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences: John Wiley & Sons, Inc., 416 p.

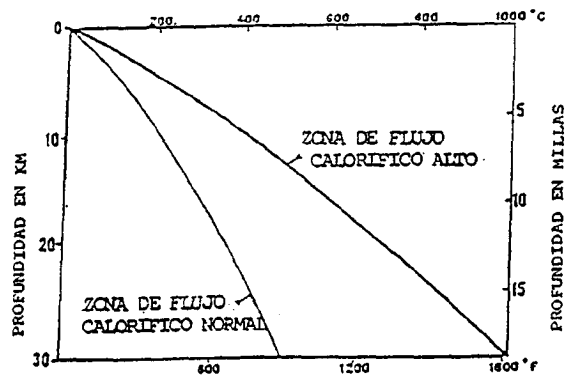


FIGURA I.1. RELACION TEMPERATURA/ PROFUNDIDAD EN LA TIERRA

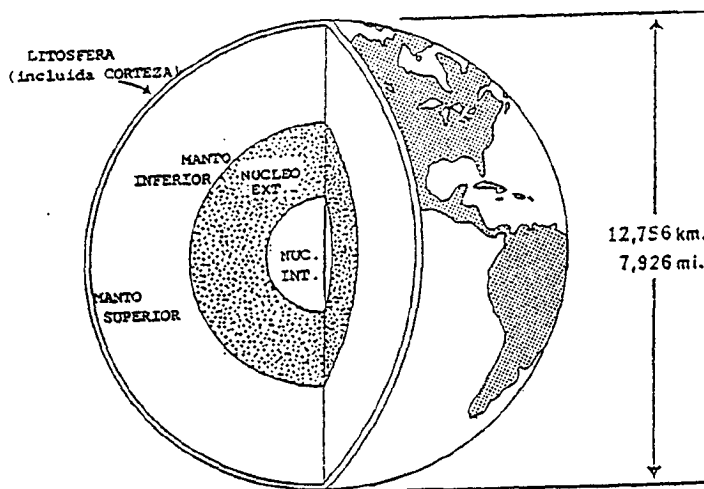


FIGURA I.2. ESQUEMA DEL INTERIOR DE LA TIERRA

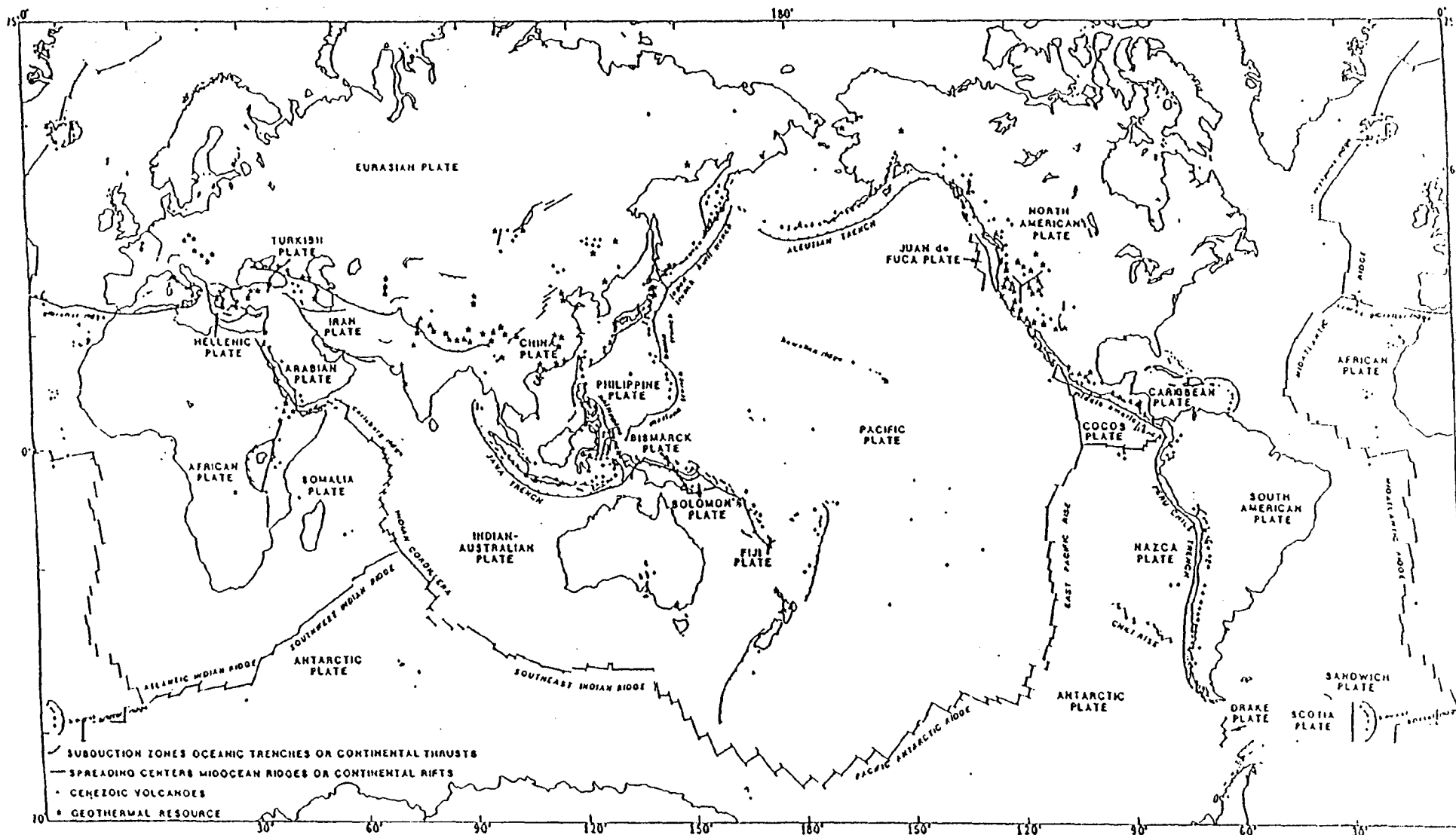


FIGURA I.3. RECURSOS GEOTERMICOS Y TECTONICA DE PLACAS

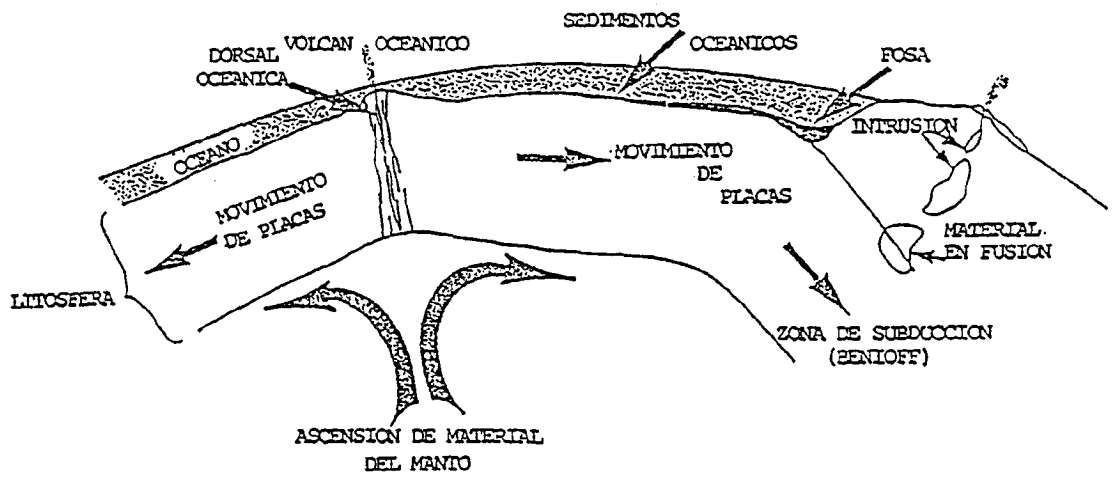


FIGURA I.4. CONCEPTO DE TECTONICA DE PLACAS

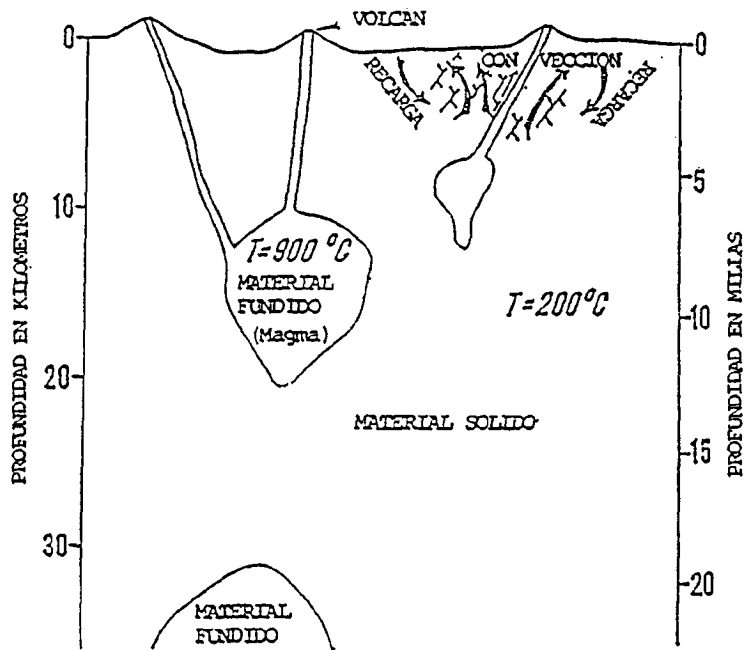


FIGURA I.5. INTRUSION CORTICAL

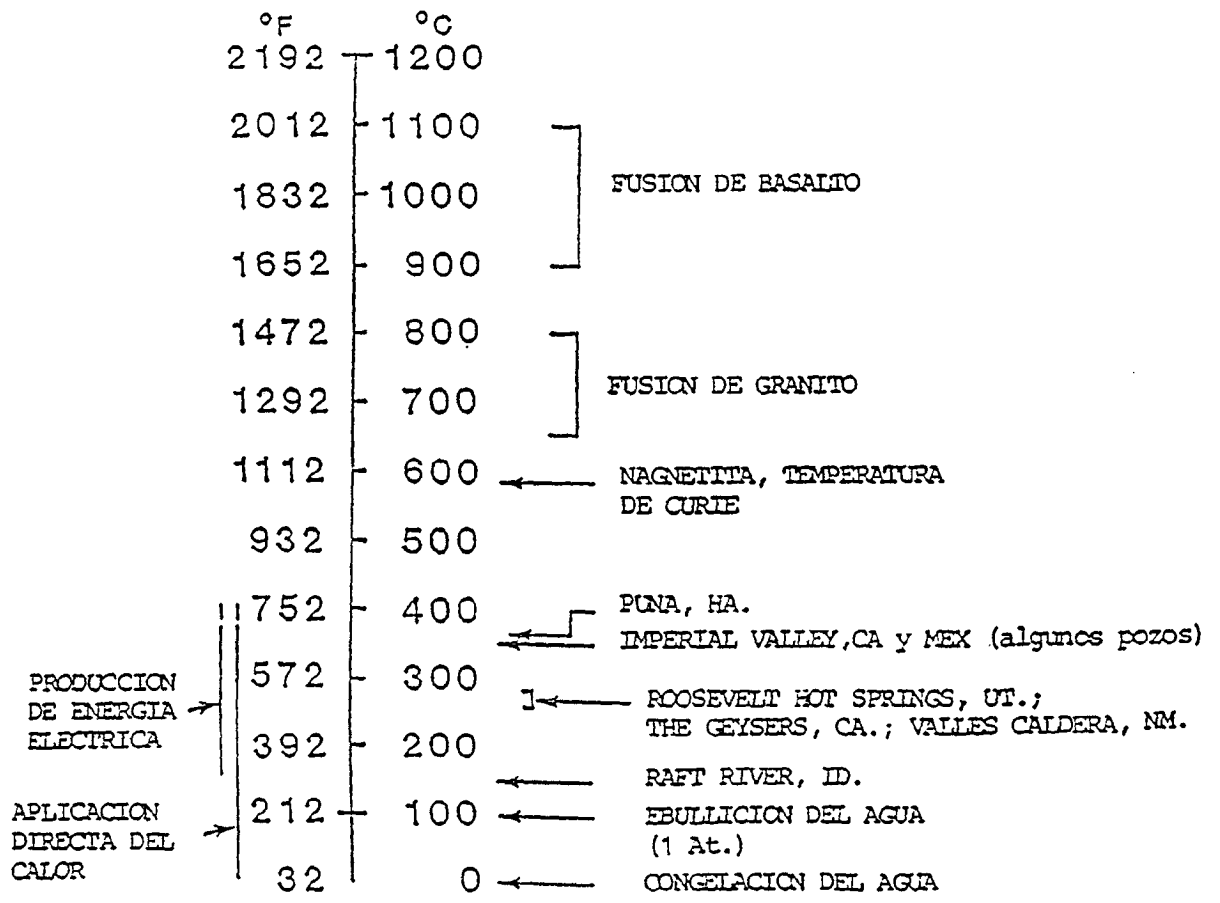


FIGURA I.6. TEMPERATURAS GEOTERMICAS

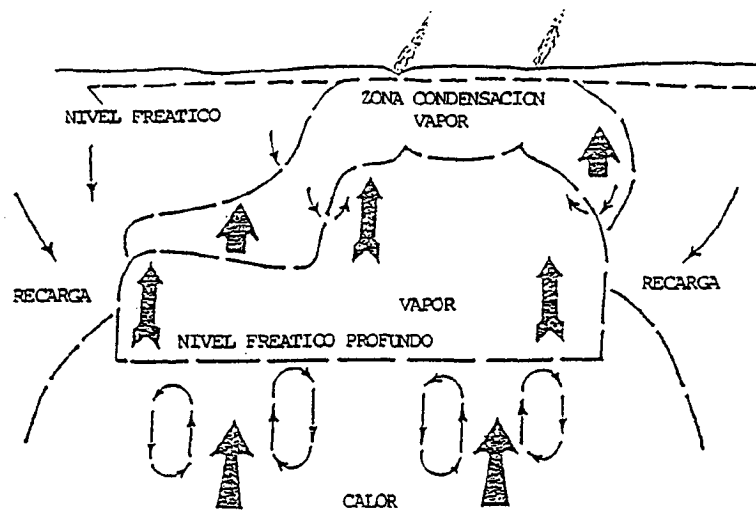


FIGURA I.7. SISTEMA HIDROTERMAL - FASE VAPOR DOMINANTE

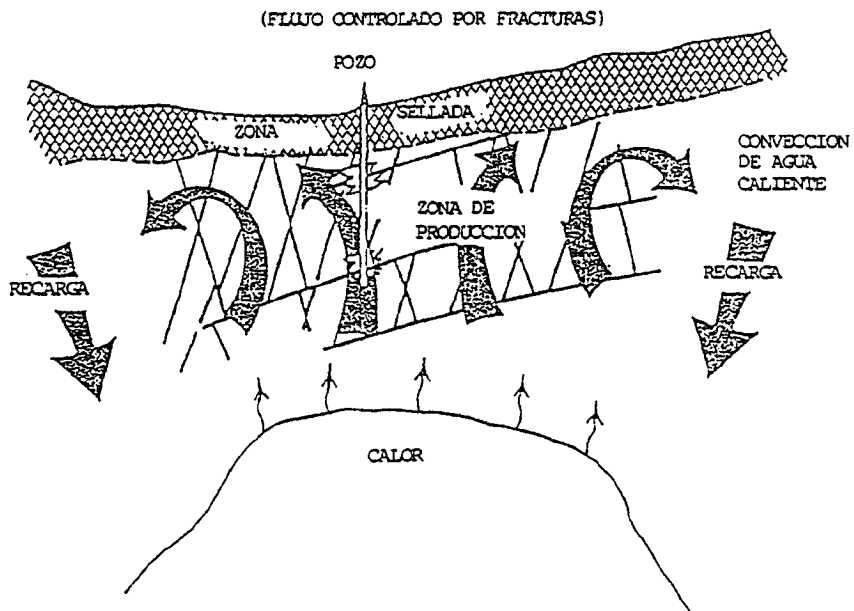


FIGURA I.8. SISTEMA HIDROTERMAL - FASE AGUA DOMINANTE

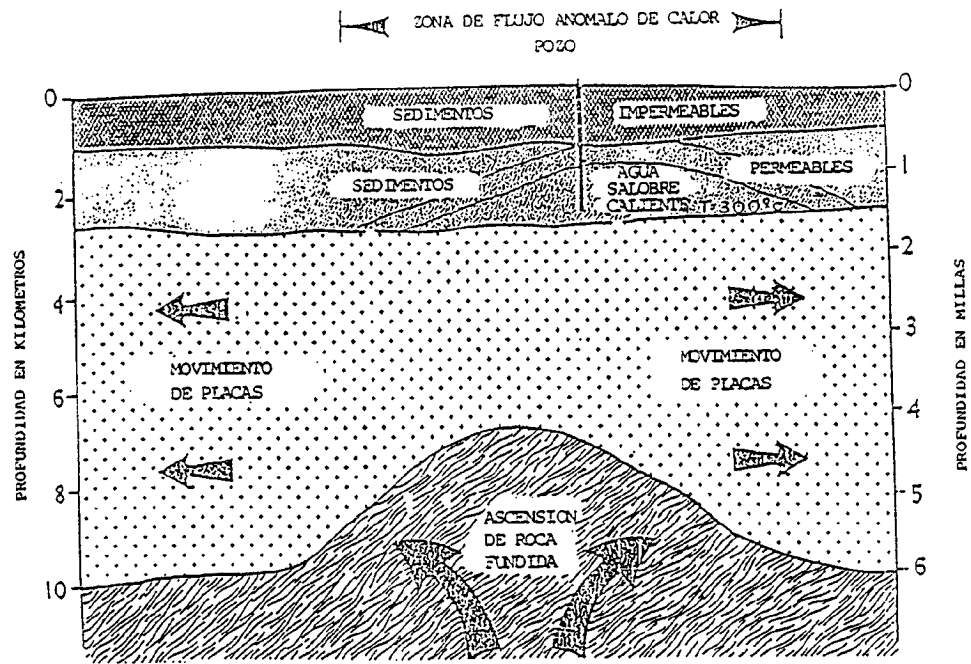


FIGURA I.9. SISTEMA GEOTERMICO "IMPERIAL VALLEY", CA.

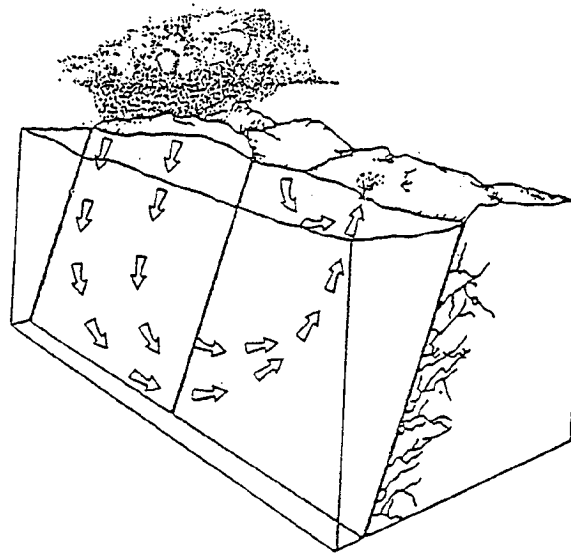


FIGURA I.10. MODELO DE SISTEMA HIDROTHERMAL DE CIRCULACION PROFUNDA

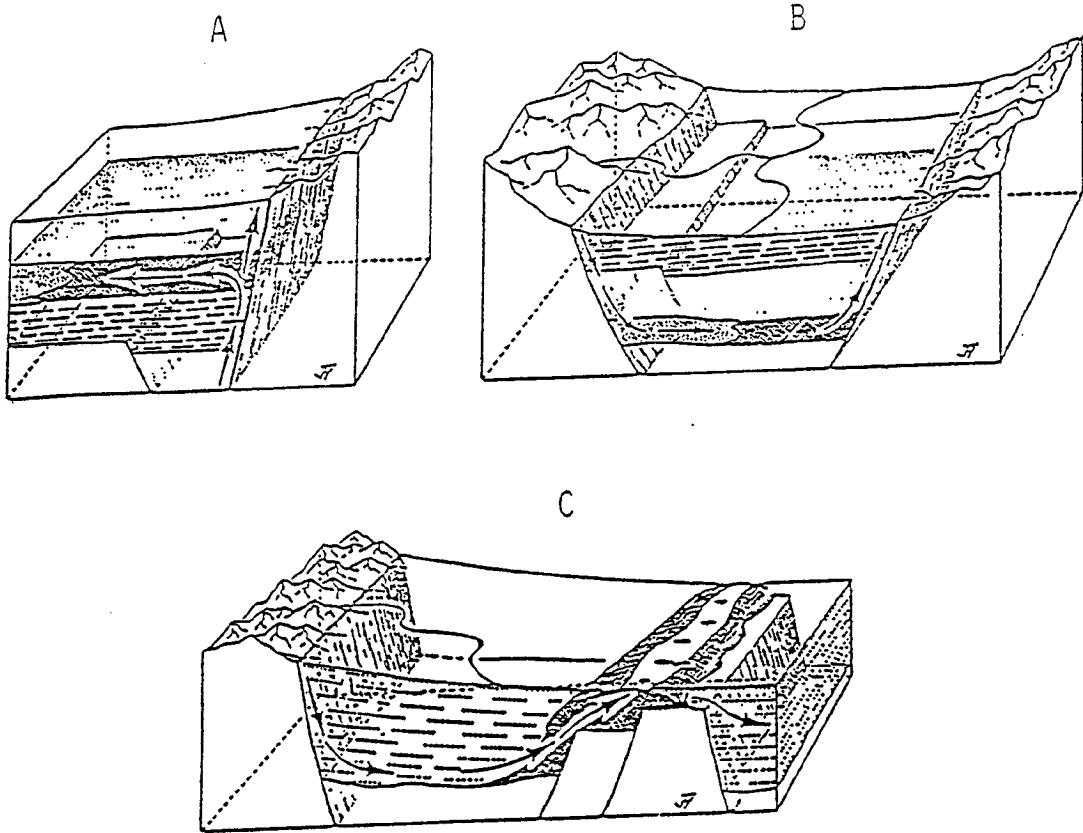


FIGURA I.11.A. SISTEMAS HIDROTERMALES. CUENCAS SEDI-
MENTARIAS

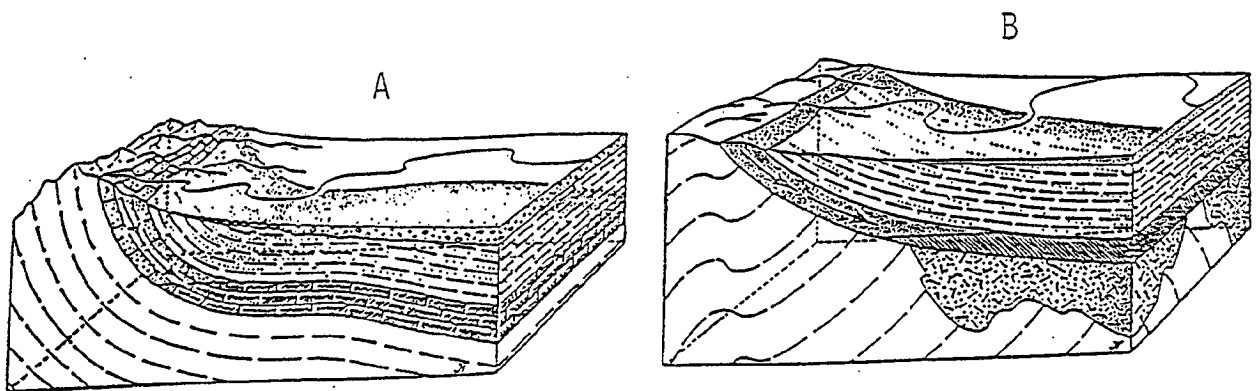


FIGURA I.11.B. SISTEMAS HIDROTERMALES. CUENCAS SEDI-
MENTARIAS

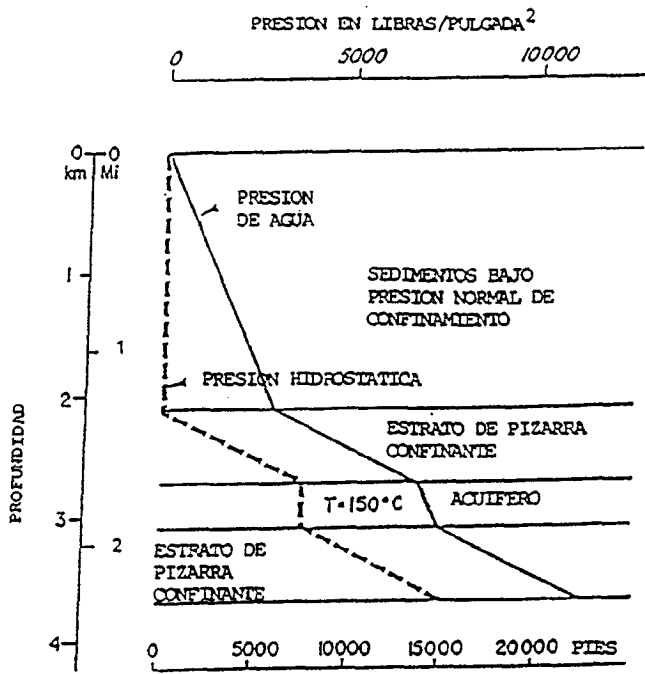


FIGURA I.12. SISTEMAS GEOTERMICOS GEOPRESURIZADOS

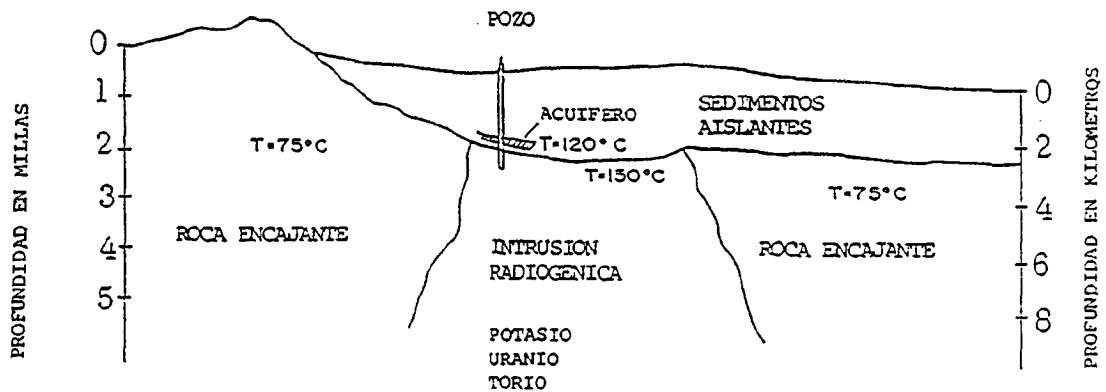


FIGURA I.13. SISTEMA GEOTERMICO RADIOGENICO

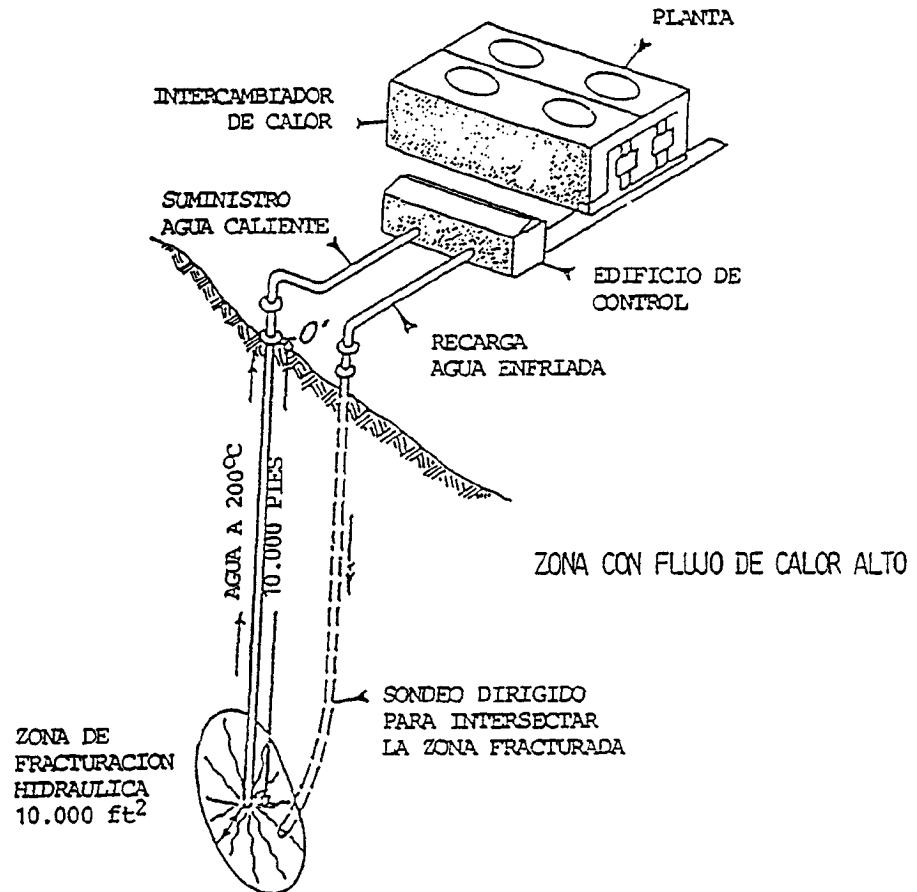


FIGURA I.14. SISTEMA GEOTERMICO EN ROCAS CALIENTES SECAS

TABLA I.1

CLASIFICACION DE LOS RECURSOS GEOTERMICOS

(Según White and Williams, 1975)

<u>TIPO DE RECURSO</u>	<u>TEMPERATURAS CARACTERISTICAS</u>
1. <u>Recursos de convección Hidrotermal</u> (calor llevado a superficie mediante convección de agua o vapor).	
a. Vapor dominante	Alrededor de 240°C
b. Agua caliente dominante	
i) Alta Temperatura	De 150°C a 350°C
ii) Intermedia	De 90°C a 150°C
iii) Baja Temperatura	Menos de 90°C
2. <u>Recursos asociados a rocas calientes</u> (roca intruida en estado fundido)	
a. Parte de la masa rocosa aún en estado fundido	Superior a 600°C
b. Roca ya solidificada (Roca seca caliente)	De 90°C a 650°C
3. <u>Otros recursos</u>	
a. Cuencas Sedimentarias (Fluido caliente en rocas sedimentarias)	De 30°C a aprox. 150°C
b. Geopresurizadas (Fluido caliente a altas presiones)	De 150°C a aprox. 200°C
c. Radiogénicos (Calor generado por procesos radioactivos)	

II. LOS METODOS GEOQUIMICOS EN LA EXPLORACION GEOTERMICA

Durante la pasada década la geoquímica ha incrementado su papel en la evaluación y desarrollo de los recursos geotérmicos. Las perforaciones profundas en la mayoría de los ambientes geotérmicos, han proporcionado un gran volumen de información sobre la composición química, evolución y estructura térmica de los yacimientos geotérmicos. Estas informaciones han conducido al desarrollo de geotermómetros cuantitativos que se basan en las composiciones isotópicas y químicas de los fluidos.

Simultáneamente se ha investigado sobre las rocas alteradas y los suelos, desarrollándose modelos químicos para explicar las relaciones existentes entre los fluidos termales y las rocas del yacimiento.

Las investigaciones geoquímicas se pueden utilizar en todas las fases de un programa geotérmico. Durante la evaluación inicial de una prospección, es una práctica común la toma de muestras de todas las fuentes termales y pozos existentes, así como de las posibles aguas de recarga, incluyendo muestras en corrientes, aguas de lluvia y nieve. Los análisis isotópicos y químicos, se pueden utilizar para:

1. la diferenciación entre los sistemas de vapor dominante y líquido dominante;
2. determinar la extensión superficial del sistema termal y los tipos de aguas presentes;
3. estimar la temperatura del yacimiento;
4. caracterizar la naturaleza probable y los tipos de roca presentes en el yacimiento;
5. establecer las direcciones del movimiento de los fluidos;

6. determinar si durante la explotación de un yacimiento, se pueden producir procesos de sellado por deposición de minerales que representen un problema para la explotación;
7. determinar si existen minerales valiosos dentro de los fluidos del yacimiento; y,
8. evaluar las posibles áreas de recarga.

Las conclusiones preliminares alcanzadas durante las investigaciones de superficie pueden modificarse a medida que se avanza con los programas de perforación o producción, obteniéndose aguas más profundas.

Durante los procesos de producción, los análisis químicos de las aguas pueden indicar los cambios en los estados químicos y físicos del yacimiento, mucho antes que dichos cambios puedan ser aparentes en la temperatura y presión de producción.

La toma de muestras de suelos y rocas de los depósitos geotérmicos, también ayuda a la estimación de las temperaturas del subsuelo, y en la delimitación de zonas, que estén directamente conectadas con los fluidos del yacimiento. Los depósitos silíceos (sinters) son indicativos de temperaturas de yacimiento superiores a 180°C, mientras que los depósitos de carbonatos cálcicos (travertinos), generalmente sugieren temperaturas inferiores o la presencia de un yacimiento de temperatura inferior, por encima de fluidos más profundos, con temperaturas más elevadas. La presencia de vapores tales como Hg y Rn pueden mostrar enriquecimientos preferenciales a lo largo de fracturas dentro del yacimiento.

La distribución y mineralogía de las rocas alteradas, cuyas muestras se han obtenido durante los programas de perforación, se puede utilizar para estimar la temperatura, permeabilidad, química de los fluidos, tipos de roca, presión y edad del yacimiento (Browne, 1978). De esta forma, las rocas alteradas contienen un registro de la historia del sistema geotérmico y pueden utilizarse para guiar los programas de exploración incluso cuando no se encuentran los flui-

dos termales. Los cambios en la mineralogía resultantes de los procesos de alteración también afectarán a las propiedades físicas de las rocas. Dado que dichos cambios afectarán fundamentalmente a las respuestas geofísicas de las rocas profundas, es preciso realizar estimaciones sobre la extensión y características de los fenómenos hidrotermales, para interpretar cuantitativamente las investigaciones geofísicas.

Con el objeto de establecer y documentar la aplicación de las distintas técnicas geoquímicas, utilizadas a nivel mundial, para la exploración de los recursos geotérmicos, se ha realizado una intensa investigación bibliográfica revisando las revistas geoquímicas y geotérmicas, los informes publicados y las transacciones de las reuniones técnicas existentes sobre la industria geotérmica. De esta forma se ha obtenido un banco de datos suficiente para indicar la aplicación mundial de los distintos métodos geoquímicos aplicados en la exploración geotérmica, basados fundamentalmente en la revisión detallada de las publicaciones más relevantes existentes en la bibliografía. Esta información fue a continuación utilizada para evaluar la validez de los métodos geoquímicos, con respecto a contextos tectónicos y geológicos específicos.

REFERENCIAS CAPITULO II

Browne, P. R. L., 1978, Hydrothermal alteration in active geothermal fields: Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 6, p. 229-250.

III. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS RECURSOS GEOTERMICOS

En este capítulo se examinan las diferentes características y tipos de fluidos de los distintos sistemas geotérmicos, en relación con los procesos básicos dominantes, que condicionan sus características y que pueden ser valorados mediante técnicas geoquímicas.

Los sistemas geotérmicos activos están relacionados con fuentes de calor (generalmente magmático), localizadas a varios kilómetros de profundidad y aguas subterráneas profundas en movimiento. Estas aguas son generalmente de origen meteórico, aún cuando en algunos sistemas profundos se trata de aguas marinas fósiles u otros tipos de aguas salobres (Salton Sea, California). Otros sistemas geotérmicos próximos a la costa pueden estar formados por ambos tipos de aguas, marinas y freáticas (Svartsengi, Islandia). Las aguas calientes ascienden convectivamente, y reaccionan con las rocas de caja, disolviendo los diferentes componentes, tales como sílice, álcalis y producen procesos de alteración sobre los minerales primarios que se transforman en otras nuevas especies, las cuales reflejan la temperatura de reacción y sus características químicas.

En la Tabla 3.1 se presentan las tipologías más comunes de los sistemas geotérmicos.

III.1 Características de los Recursos Geotérmicos

La mayor parte de los sistemas geotérmicos conocidos, responden a modelos convectivos, con vapor o agua caliente, asociados a zonas límite de placa y a actividad volcánica (Figura 3.1).

Sistemas de Agua Caliente: Contienen agua con un amplio rango de temperaturas y sus aplicaciones normales van encaminadas a la agricultura, y otros campos industriales.

Aún cuando el agua es el constituyente mayoritario que interviene en el sistema convectivo, existe vapor en las zonas de baja presión próximas a la superficie. El agua circula a profundidades de 2 a 6

kilómetros, donde se calienta y asciende rápidamente por medio de poros de rocas interconectados y fracturas.

Dentro de esta tipología se incluyen una serie de subtipos, en base a su salinidad, características químicas dominantes, temperatura, estructura, presencia o ausencia de yacimiento y existencia de formaciones impermeables. Desde el punto de vista de exploración geotérmica es interesante establecer algunas de sus características:

- Sistemas en cuencas sedimentarias profundas, generalmente con aguas salobres y temperaturas moderadas, semejantes a las medidas en campos petrolíferos y que al menos en parte no tienen origen meteórico. Se caracterizan por bajas permeabilidades, gradientes de salinidad y gradientes termales conductivos, solamente perturbados por las descargas termales.
- Sistemas de agua caliente con salinidades muy altas y deposiciones salinas, surgencias con contenidos aproximadamente del 26% de salinidad; los efectos de la salinidad en la ebullición son muy marcados en relación con los referidos al agua pura.
- Sistemas que presentan formaciones de sellado de baja permeabilidad y generalmente constituidos por materiales sedimentarios de grano fino. Esta configuración condiciona los sistemas de gradientes conductivos y la presencia de bajas temperaturas, próximas a la superficie.
- Sistemas de alta temperatura, con predominio de circulación por convección y zonas superiores de aislamiento originadas por depósitos minerales hidrotermales en los poros de las rocas, en especial en las formaciones superiores, donde la temperatura decrece rápidamente.

Las características de estos sistemas ha sido extensamente discutidas por White, Muffler y Truesdell (1971) y White (1970).

Sistemas de Vapor Dominante: Pocos sistemas geotérmicos proporcionan vapor sobrecalentado (The Geysers de California y Larderello

en Italia), sin estar asociada la fase líquida, aún cuando ambas fases, líquida y vapor, coexistan en el yacimiento.

De acuerdo con numerosos autores, los sistemas de vapor dominante, como el de Larderello, son inicialmente sistemas de agua caliente con temperaturas muy elevadas y aportes bajos de agua de recarga, estando ambas fases, líquida y vapor, presentes en el sistema antes de la explotación.

La fracción de fluido de descarga que excede a la recarga, proviene del agua almacenada en los poros y fracturas. Las pérdidas por conducción de calor se dan en las zonas marginales del yacimiento, en forma de condensación de vapor.

Como en estos sistemas el vapor es la fase dominante, la presión es controlada de forma continuada en los poros de las rocas, siendo asimismo la temperatura del yacimiento constante.

Dentro de estos sistemas se han establecido diferentes subtipos, en función de sus características geológicas, químicas y físicas, que han sido sintetizadas por Nakamura et al., (1970), White, Muffler y Truesdell (1971).

III.2 Clasificación de los Campos Geotérmicos

Las áreas geotérmicas han sido encuadradas para su estudio práctico, en una clasificación propuesta y extensamente desarrollada por McNitt (1970), en base a sus características geológicas y en particular a los aspectos tectónicos y estructurales.

- Cuencas sedimentarias en áreas de plataforma.
- Cuencas intermontañas en regiones de tectónica alpina.
- Areas geotérmicas relacionadas con actividad volcánica.
- Campos asociados a zonas ígneas/fallas.

Esta clasificación general puede ser subdividida en otras categorías en consonancia con las características específicas de edad geológica de las formaciones y del potencial térmico.

III.2.1 Cuencas Sedimentarias.

Los recursos geotérmicos de estas áreas están controlados por la hidrodinámica de las aguas subterráneas, estratigrafía y desarrollo estructural de cada cuenca.

Los tres parámetros básicos de cualquier sistema geotérmico son: una fuente de calor, un mecanismo de transporte de dicho calor (agua), y un sistema permeable para poder transportar dicho calor. El calor geotérmico que actualmente se utiliza de forma económica en la producción de energía eléctrica, proviene de zonas con actividad volcánica reciente. El calor geotérmico en las cuencas sedimentarias debe generalmente su origen al flujo de calor regional, dado que en dichos contextos geológicos no es frecuente encontrar actividad volcánica. Las aguas de las cuencas sedimentarias son bastante complejas con una variación en su quimismo, tanto en la vertical como en la horizontal. La permeabilidad más importante en las cuencas es a menudo controlada por las fracturas, siendo la distribución de dichas fracturas función de las condiciones estructurales y estratigráficas de la cuenca. Tanto la permeabilidad en la horizontal como en la vertical son generalmente precisas para poder dar lugar a anomalías de tipo geotérmico.

La naturaleza dinámica del flujo de los fluidos dentro de las cuencas, en conexión con los cambios en los ambientes estructurales y estratigráficos que a menudo se encuentran en dichas unidades geológicas, implica que pueda existir una amplia gama de sistemas geotérmicos. Dentro de las unidades de una cuenca es frecuente la aparición de estratificación de unidades térmicas e hidrogeológicas, pudiendo dichos sistemas circulatorios tener una interconexión en la vertical, o no estar conectados en absoluto. Los cambios laterales en el quimismo de los fluidos pueden ser debidos a la interacción agua-roca o a la mezcla de diferentes tipos de fluidos, pudiendo dichos cambios suceder entre, o dentro de, las distintas unidades estratigráficas. El regimen termal puede también cambiar en distancias verticales u horizontales cortas como resultado de los movimientos de los fluidos.

Los sistemas hidrotermales de las cuencas sedimentarias tienen un quimismo muy variable, desde agua fresca ampliamente diluida, hasta salmueras muy concentradas. La composición del agua en cualquier lugar de una cuenca es el producto de su composición inicial, los tipos de roca que el agua encuentra en sus caminos, y las temperaturas y tiempo de permanencia de las reacciones químicas, con cada uno de los distintos tipos de roca.

Aunque el agua meteórica es la fuente fundamental de los fluidos de las cuencas sedimentarias, también pueden ser importantes las aguas sinedimentarias, ya sea agua meteórica, agua marina, o salmueras concentradas, y las aguas que han circulado por los sedimentos, inmediatamente después de su deposición, pero antes de su enterramiento. Las aguas contenidas en las formaciones geológicas, se denominan connaturales (White, 1957). El desarrollo de modelos geoquímicos sugiere que la composición de la inmensa mayoría de las aguas connaturales se puede suponer similar a la del agua marina (Hitchon et al., 1971). En la Tabla 3.2 se muestran los cambios típicos de las aguas salinas de las cuencas que tienen lugar como resultado de la interacción entre agua y roca.

La mayoría de los análisis químicos realizados en aguas de cuencas sedimentarias tienen como objetivo evaluar la posible presencia de hidrocarburos (Collins, 1975; Hitchon et al., 1971). Esta información no se desarrolla específicamente para la realización de estudios geotérmicos, y por tanto no es una información óptima para la evaluación de los recursos geotérmicos de una cuenca sedimentaria. Otro tipo de análisis químicos sobre la composiciones de las aguas en cuencas sedimentarias habitualmente disponibles, provienen de los pozos superficiales de agua, los cuales se perforan para el suministro local de agua, pozos profundos realizados por razones de tipo industrial, e incluso pozos petrolíferos no productivos.

La distinción entre las aguas meteóricas recientes, geológicamente hablando, y las aguas connaturales es muy importante cuando se pretenden evaluar los recursos geotérmicos. Una razón fundamental para la identificación entre el origen de las aguas es definir la localización de áreas de ascenso de fluidos que provienen de sistemas

profundos. Las aguas con un origen reciente habrán tenido un tiempo de permanencia en la cuenca mucho menor, tanto para alcanzar el equilibrio químico con las rocas, como para adquirir el suficiente calor. Otra razón de la utilidad en la distribución entre las aguas meteóricas y connaturales, es la evaluación de la validez de los geotermómetros químicos.

Es importante hacer constar que esta distinción no es siempre suficientemente clara, dado que la evolución normal del quimismo del agua meteórica en la cuenca, seguirá el proceso enunciado por Ottlik et al. (1981):

"El agua subterránea que proviene de la precipitación se inicia como aguas bicarbonatadas y cambia, durante su migración hacia zonas más profundas, a lo largo de una secuencia de bicarbonato + cloruro a cloruro + bicarbonato a cloruro + sulfato o sulfato + cloruro y finalmente a un agua predominantemente clorurada próxima a la composición del agua marina".

El enunciado anterior implica que el agua salobre de las cuencas puede originalmente tener una composición del tipo del agua marina, y que el agua subterránea normal puede también evolucionar hacia dicha composición.

Los análisis isotópicos de las aguas son probablemente los métodos más útiles para distinguir el agua meteórica de las aguas connaturales (Clayton et al., 1966; Zak y Gat, 1975; Hitchon y Friedman, 1969). A menudo las aguas meteóricas se podrán representar próximas a la línea de composición del agua meteórica actual para una zona, mientras que las aguas connaturales tienen más interacción con las rocas, y puede que se haya precipitado bajo diferentes condiciones climatológicas (y por tanto hayan tenido una composición inicial diferente). En las zonas donde no se dispone de datos isotópicos, puede que sea posible distinguir estos tipos de aguas por sus salinidades relativas o constituyentes químicos, los cuales serán el producto de los diferentes caminos recorridos por dichas aguas (Rittenhouse, 1967).

El factor más importante que determina el régimen hidrológico en una cuenca, es el nivel de madurez de dicha cuenca (Coustau et al., 1975; Coustau, 1977). En la Figura 3.2 se representa brevemente todos estos estadios. En dicha figura se muestra que en las cuencas recientes, o todavía bajo el estadio de compactación, el movimiento predominante del agua es hacia afuera, desde las partes más profundas de la cuenca. Las arcillas pueden estar bajo un estadio de sobrepresurización transmitiendo aguas hacia las areniscas. Este fenómeno es típico de la cuenca del Golfo de México (Woodruff y Foley, 1985). En cuencas de tipo intermedio, con zonas de recarga correspondiente a elevaciones topográficas, el agua meteórica puede introducirse en las cuencas desplazando a las aguas connaturales. En las cuencas antiguas, predomina la presión hidrostática.

En la mayoría de los sistemas geotérmicos, la permeabilidad intergranular es de importancia secundaria. Es importante hacer constar, que en la escala geológica de tiempos, no hay ninguna roca que sea totalmente impermeable; todas las rocas pueden transmitir alguna cantidad de agua. Sorey et al. (1983) hicieron constar la importancia de la inclusión de capas con transmisividades muy pequeñas rodeando a un acuífero geotérmico, a la hora de calcular la cantidad total de agua que dicho acuífero era capaz de producir.

La reducción de la permeabilidad intergranular puede ser importante en algunas zonas. Los frentes diagenéticos pueden servir como barreras al flujo del fluido. Estas barreras en algunos casos pueden atrapar aguas termales.

En la mayoría de los sistemas geotérmicos la permeabilidad de fractura es dominante. Dicha permeabilidad puede estar estratigráficamente confinada o tener un desarrollo superior a las unidades estratigráficas. La fracturación puede variar en dimensión desde menos de 1 mm a grandes cavidades producidas por fenómenos de disolución en las calizas. Sin embargo, tanto la permeabilidad horizontal como vertical a lo largo de fracturas es precisa para que pueda darse un sistema geotérmico importante.

Las fracturas que se desarrollan mas allá de los confines de las unidades estratigráficas tienen generalmente un origen tectónico. Estas fracturas pueden ser fallas, las cuales no tienen porque ser sísmicamente activas para tener una influencia en el movimiento hidrológico. Las fallas pueden servir bien como canales permeables, cuando se encuentran abiertas (Price, 1976; Smith, 1965) o como trampas permeables, cuando están cerradas (Eremenko y Michalov, 1974). Cualquiera de los dos procesos anteriores pueden redirigir el flujo del fluido en la escala local o regional. Abbott (1977) pone de manifiesto el desarrollo de grandes cavernas de disolución asociadas a fracturas en las calizas cretáceas de Tejas, pero allí donde estas fallas ponen en contacto rocas con permeabilidades distintas, pueden jugar el papel de trampas para el flujo de los fluidos (Maclay y Small, 1983).

A pesar de ser sísmicamente activas (en el año 1983 aconteció un terremoto de magnitud 7.3 Richter), las Montañas Rocosas, en la zona de Idaho, no contienen muchos sistemas geotérmicos; un factor contribuyente puede ser la discontinuación de los conductos de recarga por la existencia de mantos de corrimiento (Foley y Street, en prensa). Esta hipótesis es similar a la postulada para las Montañas Rocosas de Canadá por Schwartz et al. (1981).

Las diaclasas pueden ser también importantes canales para la permeabilidad. Esto es particularmente cierto en las zonas donde las diaclasas de origen tectónico intersectan estructuras geológicas importantes. Un ejemplo de lo anteriormente dicho puede ser una zona donde las fracturas son oblicuas a, e intersectan, un borde fisiográfico de tipo regional (Foley y Street, 1985).

La permeabilidad de fractura puede estar controlada estratigráficamente. Este fenómeno es particularmente cierto en las cuencas sedimentarias donde hay una asociación entre areniscas o calizas frágiles y pizarras dúctiles. La permeabilidad de fractura predomina en las calizas de la Formación Madison productoras de agua y de petróleo en el norte de Dakota y Montana. La permeabilidad de fractura controlada estratigráficamente es también importante en los sistemas

geotérmicos de sedimentos recientes en la zona del Imperial Valley de California.

La permeabilidad de fractura es dominante en los terrenos ígneos. En las áreas volcánicas puede ser localmente muy importante la permeabilidad desarrollada a lo largo de las uniones entre distintas unidades, particularmente allí donde dichas uniones se dan, en las partes superiores de coladas o brechas. Las fracturas dentro de y alrededor de las intrusiones ígneas, pueden ser de gran importancia en algunas zonas de margen de cuenca.

Otro de los parámetros importantes a la hora de definir las características de los sistemas geotérmicos en las cuencas sedimentarias es el régimen termal. La temperatura en cualquier punto de una cuenca es el resultado del aporte térmico menos las pérdidas de calor en dicho punto. El aporte térmico puede provenir de flujo de calor del manto, generación de calor en rocas antiguas, rocas corticales, actividad volcánica, o reacciones químicas exotérmicas. Las pérdidas térmicas son en gran parte el resultado de conducción del calor a través de rocas o convección por circulación de aguas. La discusión que a continuación se presenta se basa en la hipótesis de la falta de actividad volcánica reciente en las cuencas sedimentarias, lo cual es el caso en la mayoría de dichas cuencas.

El flujo de calor en una cuenca puede tener un amplio rango de valores, debido a los cambios en la conductividad de las rocas, en los gradientes térmicos, y cambios en factores adicionales tales como la topografía y el flujo del agua que pueden afectar en gran manera a los distintos componentes. En la Figura 3.3 se presentan los valores típicos de la conductividad térmica de distintos tipos de roca.

Las temperaturas medidas en los sondeos, aunque puede que representen la única fuente de información para una zona, son poco fiables como temperaturas reales de formación. Algunos de los problemas inherentes a este tipo de información, incluye la falta de precisión de los termómetros, las temperaturas registradas, que en muchos casos son estimadas más que realmente medidas, y los desequilibrios térmicos producidos durante los procesos de perforación,

tales como los derivados de las circulaciones de lodos o aguas de perforación, que no corresponden con la temperatura de las formaciones. Las temperaturas registradas en los sondeos pueden ser superiores o inferiores a las temperaturas reales de las formaciones. Se han desarrollado muchos factores de corrección para solucionar estos problemas (por ejemplo Oxburgh et al., 1972; Schoepel y Gilarranz, 1966; Cheung, 1978), pero dichos factores son probablemente apropiados para escalas no superiores a aquellas cuencas para las cuales fueron específicamente desarrollados.

La información de las temperaturas registradas en los sondeos, a pesar de estos problemas, pueden ser de gran importancia en los procesos de evaluación de las condiciones termales en el fondo de las cuencas. Las anomalías térmicas se pueden reconocer elaborando mapas que representen los gradientes de temperatura regional, las temperaturas calculadas a profundidad constante, o cartografiando temperaturas y estructuras dentro de una misma unidad. Se han elaborado también mapas para representar los gradientes de temperatura de una litología específica (Woodruff et al., 1984). Se debe recordar, sin embargo, que los datos puntuales de las temperaturas medidas en los sondeos no son realistas y por tanto dicha información debe emplearse de una forma estadística cuando se dispone de gran cantidad de puntos de medida.

La fuente de calor en las cuencas sedimentarias es generalmente la debida al flujo térmico de la Tierra. Es frecuente encontrar, particularmente en las zonas marginales de las cuencas, o en contextos geológicos dentro de dichas cuencas, que las condiciones térmicas varían rápidamente en distancias relativamente cortas. La mayoría de las investigaciones actuales, están orientadas hacia la representación de datos térmicos regionales (Roberts, 1981). Woodruff y Foley (en prensa) encontraron, sin embargo, que en un terreno altamente fracturado de la costa del Golfo de Tejas, el "radio de influencia" (Singer y Drew, 1976) de datos puntuales individuales con información térmica, es probablemente inferior a 3 kilómetros. Heasler (1982) encontró un régimen de temperatura que incrementaba rápidamente a medida que se aproximaba hacia la zona de charnela de un anticlinal. Este es un fenómeno común (Roberts, 1981). Estas

perturbaciones de los regímenes termales regionales, son el resultado de los movimientos locales de agua.

La hidrología de los sistemas geotérmicos en las cuencas sedimentarias tiene tres componentes principales en el camino de flujo. El primero es la recarga del sistema. Dicha recarga puede ser bien meteórica o de agua connatural, la cual se puede desplazar hacia zonas más profundas para ser calentada. Las aguas meteóricas circulan en profundidad a lo largo de fracturas, las aguas connaturales pueden ser llevadas hacia zonas más profundas por los procesos de subsidencia de la columna sedimentaria. Dichas aguas se calientan o bien por la emisión de calor de las rocas, a medida que circulan lateralmente por la zona, o por la circulación en profundidad y la permanencia de un tiempo suficiente para que dicha transferencia de calor tenga lugar. La circulación ascendente, la tercera componente, tiene lugar o bien a través de fallas, o de unidades sedimentarias a lo largo de las márgenes de estructuras geológicas.

La fuerza motriz de los sistemas geotérmicos en las cuencas sedimentarias es la presión, aunque la ascensión térmica por pérdida de densidad del agua calentada puede ser también un factor contribuyente. La presión puede generarse por causas tales como la topografía regional (Hitchon, 1984) o provenir de zonas profundas sobrepresurizadas.

Todos los datos térmicos, estructurales, geoquímicos, hidrogeológicos pueden ser interpretados de forma individual para proporcionar información sobre los recursos geotérmicos en una cuenca, o ser utilizados para auxiliar en la interpretación de los demás datos. En la Figura 3.4 se sintetizan las distintas vías de flujo y tipos químicos de aguas en ambientes sedimentarios. El esquema representado en dicha figura se basa en el análisis de las rocas de Alberta (Toth, 1980), en donde la topografía regional predomina como fuerza generadora del sistema hidrológico.

Para el desarrollo de sistemas geotérmicos son favorables las cuencas geológicas complejas (varias generaciones de fenómenos tectónicos, etc) o los flujos hidrológicos regionales de gran recorrido.

III.2.2 Cuencas Intermontañas en Regiones de Tectónica Alpina.

Las aguas termales de estas áreas están generalmente relacionadas con materiales evaporíticos o de alteración y zonas de fractura en relación con el basamento cristalino y coberteras sedimentarias. Las zonas de surgencia se localizan preferentemente en zonas de fractura o de cabalgamento. Este tipo de cuencas tiene amplia representación en zonas adyacentes a cordilleras relacionadas con la tectónica alpina, tanto en España, en particular las zonas Bética, Pirenaica e Ibérica, como en el resto de Europa.

Los gradientes geotérmicos medios pueden variar entre valores próximos a los normales, comprendidos entre los 27 y 40°C/km, hasta valores elevados de 50 - 70°C/km, siendo en general sensiblemente superiores a los de las grandes cuencas cuyos gradientes normales son de 30°C/ km. Por término medio, los gradientes de este tipo de cuencas suelen ser una vez y media superiores a los normales y capaces de producir aguas a temperaturas comprendidas entre 80 - 100°C, a relativamente poca profundidad. La temperatura de surgencia de estas aguas suele ser igual o algo superior a los 25°C, alcanzando en algunos casos valores comprendidos entre los 40 - 50°C. En la Tabla 3.3 se presenta un cuadro de posibles correspondencias entre los grupos de aguas más frecuentes en estas zonas y los rangos de temperatura observados en algunas áreas termales.

En cuanto a sus características químicas, el calcio y el sulfato, con sus dos principales componentes, yeso y anhidrita, son los responsables de la composición mineral y tipología de estas aguas termales.

Numerosas variaciones geoquímicas son originadas por los sucesivos cambios que tienen lugar durante su ciclo hidrológico y descarga, afectando a su contenidos minerales y temperatura, siendo necesario establecer los procesos de mezclas entre el agua profunda termal y las aguas frías superficiales.

III.2.3 Areas Geotérmicas Relacionadas con Actividad Volcánica.

Existen gran número de este tipo de campos, bien asociados a centros volcánicos cuaternarios (como Matsukawa y Otake en Japón, Monte Amiata en Italia, etc), o relacionados con volcanismo reciente y estructuras originadas por procesos tectónicos (como Wairakei en Nueva Zelanda, The Geysers en USA, Cerro Prieto en Méjico, Reykjanes en Islandia, etc).

En general, los yacimientos presentan temperaturas comprendidas entre los 95 - 370°C, con valores medios de 235°C, a profundidades comprendidas entre los 500 - 2.000 m. Estas características y las observaciones efectuadas en los diferentes campos, hacen suponer la presencia de cámaras magmáticas a poca profundidad y circulación de aguas subterráneas calientes. La estructura volcánica se relaciona normalmente con calderas en las que las áreas termales se manifiestan en la zona de intersección entre el borde de las calderas y las directrices tecto-volcánicas. Las intrusiones de tipo domático y las fracturas asociadas a este sistema, constituyen otra de las estructuras más importantes; en relación con estos domos asociados a centros volcánicos, se presentan surgencias termales y de gas en conexión con sistemas de circulación de aguas profundas. La estructura termal de estas manifestaciones ha sido extensamente tratada en diferentes publicaciones específicas para cada campo geotérmico durante la última década. Una estructura típica de áreas geotérmicas en estructuras volcánicas es presentada por Iriyama (1981) en la zona de Yakedake del Japón.

III.2.4 Campos Asociados a Zonas Igneas/Fallas.

Dentro de este grupo pueden establecerse una serie de subtipos: sistemas hidrotermales en relación con anomalías en regiones con actividad tectónica actual y los relacionados con sistemas precuaternarios en relación con complejos metamórficos plutónicos. Las áreas con tectónica activa están asociados con "rifts" continentales u oceánicos, donde tienen lugar extensas zonas de tectónica de distensión y zonas orogénicas de edad Cenozoica. Estos sistemas se caracterizan por flujos de calor muy elevados y fuerte actividad sísmica.

Dentro de este grupo puede incluirse el campo geotérmico de Lardello en Italia, asociado con estructuras tectónicas de graben y materiales impermeables de cobertera. Se caracterizan por sistemas hidrotermales muy importantes con temperaturas superiores a 200°C. Otros campos geotérmicos relacionados con yacimientos hidrotermales de pequeño o intermedio volumen, presentan temperaturas de aproximadamente 150°C; los fluidos hidrotermales tienden a localizarse en fallas y fracturas en el límite entre las pequeñas cuencas y el "horst". Las otras áreas en relación con materiales ígneos y metamórficos pre-cenozoicos se caracterizan por baja actividad sísmica y gradiente geotérmico bajo o normal, con baja conductividad térmica en los materiales sedimentarios superficiales, que contrasta con las altas conductividades de las rocas cristalinas del basamento.

Extensa bibliografía sobre las características geoquímicas de los sistemas geotérmicos, en encuentra referida en Henley y Ellis (1983).

REFERENCIAS CAPITULO III

Abbott, P. L., 1977, Effect of Balcones faults on groundwater movement, south central Texas: Texas Journal of Science, v. 29, p. 5-14.

Cheung, P. K., 1978, The geothermal gradient in sedimentary rocks in Oklahoma: unpub. M.Sc. thesis, Oklahoma State University, 55 P.

Clayton, R.M., Friedman, I., Graf, D. L., Mayeda, T. K., Meents, W. F., and Shimp, N.F., 1966, The origin of saline formation waters, 1. Isotopic composition: Journal of Geophysical Research, v. 71, p. 3869-3882.

Collins, A. G., 1975, Geochemistry of Oilfield Waters. Elsevier Pub. Co., New York, 496 p.

Coustau, H., 1977, Formation waters and hydrodynamics: Journal of Geochemical Exploration, v. 7, p. 213-241.

Coustau, H., Rumeau, J.L., Sourisse, C., Chiarelli, A., and Tison, J., 1975, Classification hydrodynamique des bassins sedimentaires utilisation combinee avec d'autres methodes pour rationaliser l'exploration dans des bassins non-productifs: Ninth World Petroleum Congress Proceedings, v. 2, p. 105-119.

Eremenko, N. A., and Michailov, I. M., 1974, Hydrodynamic pools at faults: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 22, p. 106-118.

Foley, D., and Street, L.V., 1985, Geothermal systems of the Snake River Plain, Idaho Batholith and northern Rocky Mountains transition zone (abs.): Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, p. 218-219.

Heasler, H. P., 1982, The Cody hydrothermal system, in Reid, S.G., and D. J. Foote, eds., Geology of Yellowstone Park Area: Wyoming Geological Association 33rd Annual Field Conference Guidebook, p. 163-174.

Henley, R. W., and Ellis A. J., 1983, Geothermal Systems Ancient and Modern: A Geotechnical Review. Earth - Science Reviews, 19, 1 - 50.

Hitchon, B., 1984, Geothermal gradients, hydrodynamics and hydrocarbon occurrences, Alberta, Canada: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 68, p. 713-743.

Hitchon, B., and Friedman, I., 1969, Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin - I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 33, p. 1321-1349.

Hitchon, B., Billings, G. K., and Klovau, J.E., 1971, Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada

sedimentary basin - III. Factors controlling chemical composition: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 35, p. 567-598.

Iriyama J., 1981, Thermal structure of the Yakedake Volcano, Japan: Karukaya and Takara Geothermal areas, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 10, 299-308.

Maclay, R. W., and Small, T.A., 1983, Hydrostratigraphic subdivisions and fault barriers of the Edwards aquifer, south-central Texas, U.S.A.: *Journal of Hydrology*, v. 61, p. 127-146.

McNitt, J. R., 1970: The Geological Environment of Geothermal Fields as a Guide to Exploration, *Geothermics (Spec. Iss. 2)*, 1, 24 - 31.

Nakamura H., Sumi K.; Katagiri K.; and Iwata, T., 1970, The geological environment of Matsukawa geothermal area, Japan. *Geothermics (Spec. Iss. 2)* 2, pt. 1, 221-231.

Ottlik, P., Galfi, J., Horvath, F., Korim, K., and Stegena, L., 1981, The low enthalphy geothermal resource of the Pannonian Basin, Hungary, in L. Rybach and L. J. P. Muffler, eds., *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*: John Wiley & Sons, New York, p. 221-245.

Oxburgh, E. R., Richardson, S. W., Turcotte, D.L., and Hsui, A., 1972, Equilibrium borehole temperatures from observation of thermal transients during drilling: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 47-49.

Price, L. C., 1976, Aqueous solubility of petroleum as applied to its origin and primary migration: *American Association for Petroleum Geologists Bulletin*, v. 60, p. 213-244.

Rittenhouse, G., 1967, Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 51, p. 2430-2440.

Roberts, W. H. III, 1981, Some uses of temperature data in petroleum exploration in Gottlieb, B.M., ed., *Unconventional Methods in Exploration for Petroleum and Natural Gas II*: Southern Methodist University, p. 8-49.

Schoepfel, R.J., and Gilarranz, S., 1966, Use of well log temperatures to evaluate regional geothermal gradients: *Journal of Petroleum Technology*, v. 18, p. 667-673.

Schwartz, F. W., Muehlebachs, K., and Chorley, D.W., 1982, Flow-system controls of the chemical evolution of groundwater: *Journal of Hydrology*, v. 54, p. 225-243.

Singer, D.A., and Drew, L. J., 1976, The area of influence of an exploratory hole: *Economic Geology*, v. 71, p. 642-647.

Smith, D. A., 1965, Sealing and non-sealing faults (abs.): *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, v. 49, p. 1749.

Sorey, M. L., Nathenson, M., and Smith, C., 1983, Methods for assessing low-temperature geothermal resources, in Reed, M. J., ed., Assessment of low-temperature geothermal resources of the United States - 1982: U.S. Geological Survey Circular 892, p. 17-30.

Toth, J., 1980, Cross-formational gravity-flow of groundwater: a mechanism of the transport and accumulation of petroleum (the generalized hydraulic theory of petroleum migration), in W. H. Roberts III, and R. J. Cordell, eds., Problems of Petroleum Migration: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, no 10, p. 121-167.

White, D. E., 1957, Magmatic, connate and metamorphic waters: Geological Society of America Bulletin, v. 68, p. 1659-1682.

White D.E., 1970, Geochemistry Applied to the Discovery, Evaluation and Exploitation of Geothermal Energy Resources, Geothermics (Spec. Iss, 2), 1, 58-80.

White D. E.,; Muffler L. J. P.; and Thuesdell, A. H., 1971, Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water system. Econ. Geol., 66, 75-97.

Woodruff, C. M., and Foley, D., in press, Thermal regimes of the Balcones/Ouachita trend, central Texas: Gulf Coast Associated Geological Societies.

Woodruff, C. M., Gever, C., and Wuerch, D. R., 1984, Geothermal gradient map of Texas (and generalized tectonic features): Texas Bureau Of Economic Geology, map.

Zak, I., and Gat, J. R., 1975, Saline waters and residual brines in the Shiraz-Sarvistan Basin, Iran: Chemical Geology, v. 16, p. 179-188.

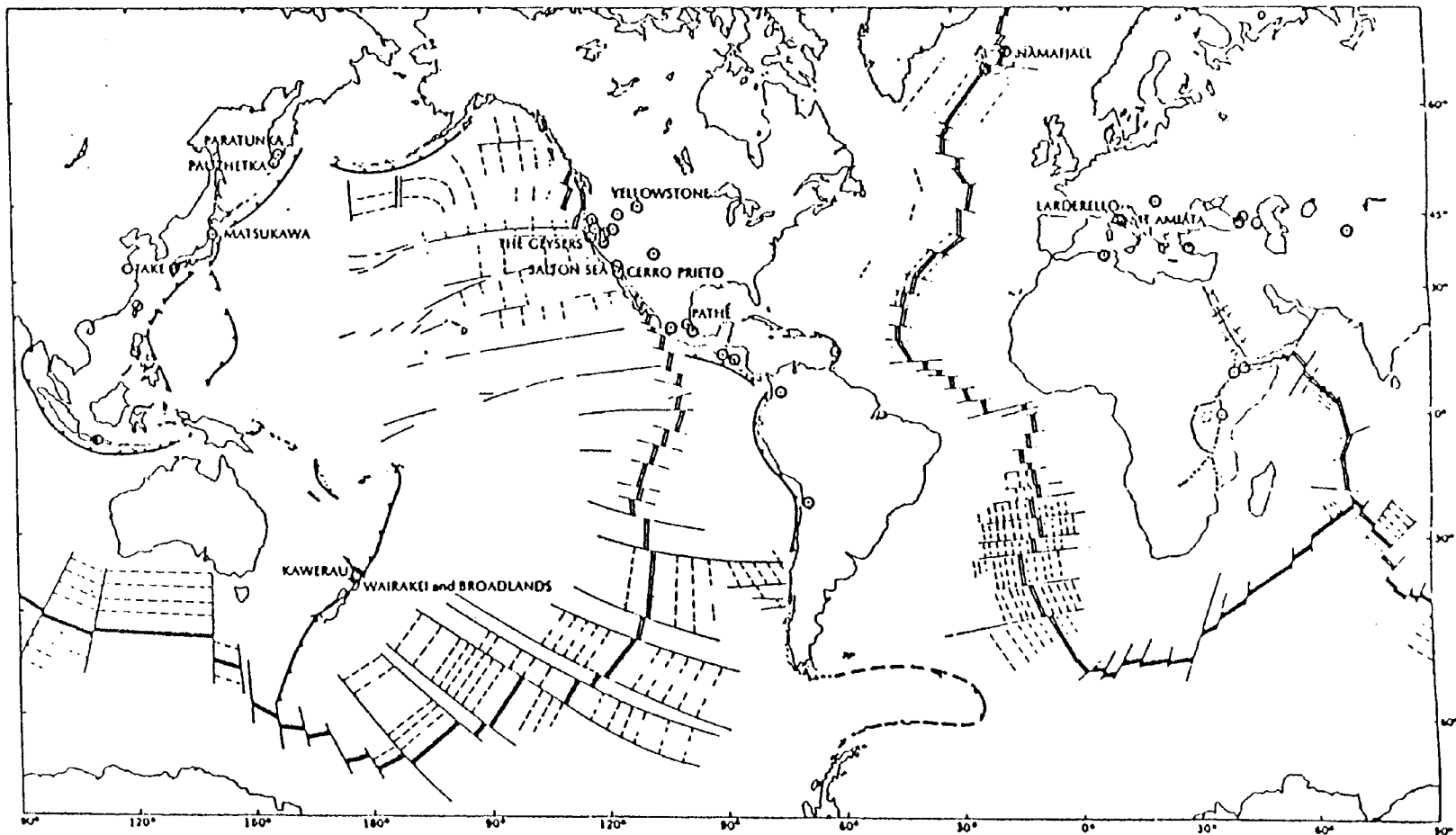
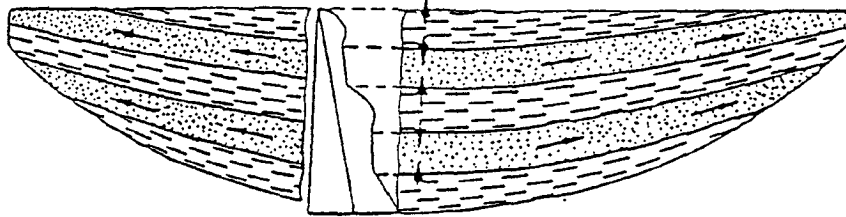
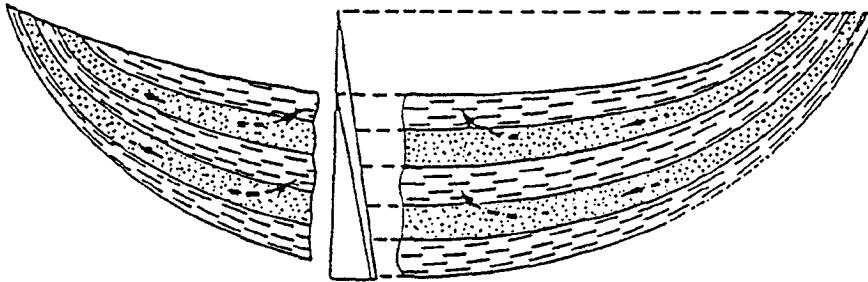


FIGURA 3.1 SISTEMAS GEOTERMICOS MAS IMPORTANTES DEL MUNDO

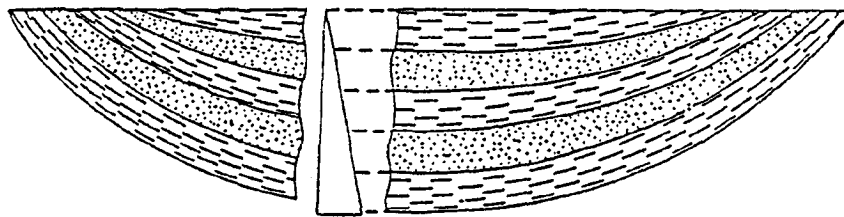
CUENCA JUVENIL CENTRIFUGA




CUENCA INTERMEDIA CENTRIPETA





CUENCA SENIL: PRESION HIDROSTATICA



 ARCILLA

 ARENA

 HIDRODINAMISMO POR
COMPACTACION

 HIDRODINAMISMO POR
GRAVEDAD


 PRESIONES

FIGURA 3.2 TRES TIPOS DE CUENCAS HIDRODINAMICAS
(Coustau et.al., 1975)

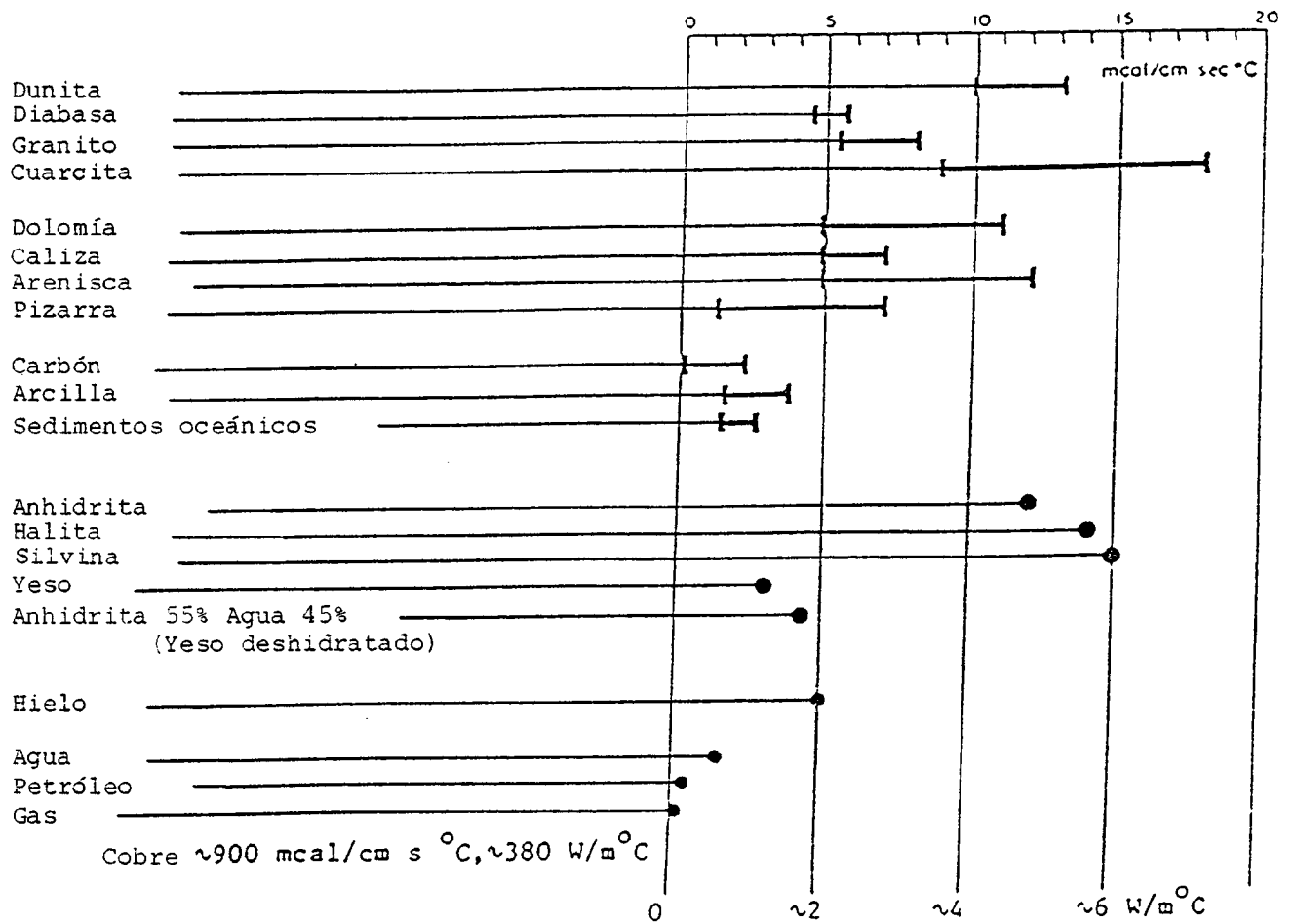
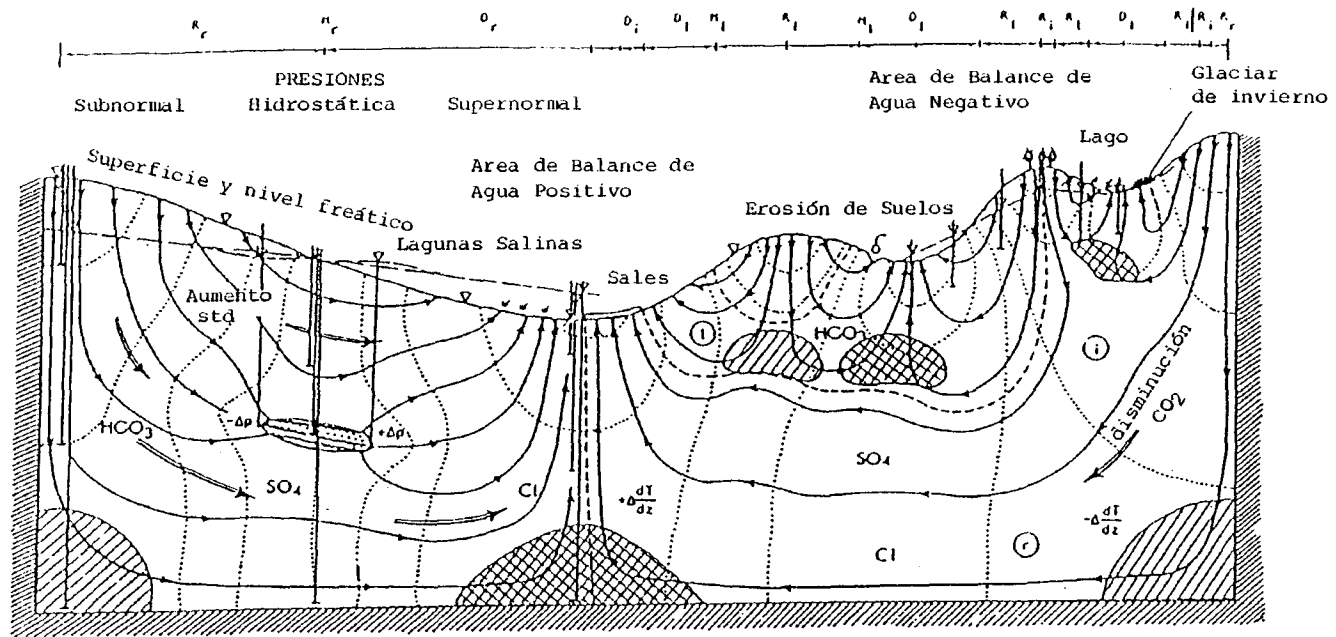


FIGURA 3.3. CONDUCTIVIDAD TERMICA DE VARIOS TIPOS DE ROCA Y FLUIDOS DE POROS A TEMPERATURA AMBIENTE (CONDICIONES PROXIMAS A LA SUPERFICIE).



LEYENDA

- | | | | |
|-----------|--|--------------------|--|
| — — — | SUPERFICIE PIEZOMETRICA DE SONDEOS | ☼ | VEGETACION XEROFITICA |
| ⊗ | ZONA DE ESTANCAMIENTO ALTO STD | v v v | VEGETACION FREATOFILA |
| ⊗ | ZONA DE TRAMPA HIDRAULICA: CONVERGENCIA DE MATERIA TRANSPORTADA. | -Δp | ANOMALIA DE PRESION NEGATIVA |
| ⋯⋯⋯ | EQUIPOTENCIALES | -Δ $\frac{dT}{dz}$ | ANOMALIA NEGATIVA DE GRADIENTE GEOTERMICO |
| — — —> | LINEA DE FLUJO | R.M.D. | AREAS DE RECARGA, CENTRAL, DESCARGA |
| - - - - - | LIMITE DE FACIES QUIMICA | lir | SISTEMA DE FLUJO LOCAL, INTERMEDIO, REGIONAL |
| ∇ | NIVEL FREATICO | | PERMEABILIDAD RELATIVAMENTE ALTA |
| ⊕ | MANANTIAL | | |

FIGURA 3.4. REGIMENES HIDRODINAMICOS Y QUIMICOS EN UNA CUENCA MADURA (TOH, 1980)

TABLA 3.1

SINTESIS GENERALIZADA DE LOS TIPOS QUIMICOS DE AGUAS EN LOS SISTEMAS GEOTERMICOS

	Rango aproximado <u>de pH</u>	<u>Principales aniones</u>
Agua subterránea	6-7.5	Trazas de CO_3H^-
Agua clorurada	4-9	Cl, algo de CO_3H^-
Cloruro-bicarbonato	7-8.5	Cl, CO_3H^-
Aguas calentadas por vapor	4.5-7	$\text{SO}_4^{=}$, CO_3H^- , trazas de Cl^-
Sulfato-ácido	1-3	$\text{SO}_4^{=}$, trazas de Cl^-
Sulfato-cloruro-ácido	1-5	Cl, $\text{SO}_4^{=}$
Bicarbonato	5-7	CO_3H^-
Cloruro diluida	6.5-7.5	Cl, algo de CO_3H^-

TABLA 3.2

COMPARACION ENTRE EL AGUA MARINA Y EL AGUA PROMEDIO DE FORMACION DE LA CUENCA
SEDIMENTARIA DEL OESTE DE CANADA

<u>Componente</u>	<u>Agua marina</u>		<u>Agua de Formación</u>		<u>Agua de Formación</u>		<u>Cambio neto</u>	
	<u>mg/l</u>	<u>mel</u>	<u>mg/l</u>	<u>mel</u>	<u>Agua marina</u>	<u>mg/l</u>	<u>mel</u>	
Li	0.17	0.02	10.7	1.54	62.9	+10.53	+1.52	
Na	10,760	468.06	14,340	623.88	1.3	+3580	+155.73	
K	387	9.90	561	14.35	1.4	+174	+4.45	
Rb	0.12	0.00	0.88	0.01	7.3	+0.76	+0.009	
Mg	1290	106.09	317	26.07	0.25	-973	-80.02	
Ca	413	20.61	2210	110.38	5.3	+1797	+89.67	
Sr	8	0.18	108	2.46	13.5	+100	+2.28	
Mn	0.002	0.00	0.32	0.01	160.0	+0.318	+0.01	
Zn	0.01	0.00	0.30	0.01	30.0	+0.29	+0.01	
Cl	19,350	545.67	26,920	759.06	1.4	+7570	+213.47	
Br	67	0.84	114	1.42	1.7	+47	+0.59	
I	0.06	0.00	9	0.07	150.0	+8.94	+0.07	
HCO ₃	142	2.33	1500	24.52	10.6	+1358	+22.26	
SO ₄	2710	56.42	350	7.29	0.13	-2360	-49.14	
Total sólidos disueltos	35,100	-	46,400	-	1.3	+11,300	-	

(Hitchon and others, 1971)

TABLA 3.3

GRUPO GEOQUIMICO DE AGUAS TERMALES Y SU RELACION CON
LAS ROCAS DEL YACIMIENTO, MINERALIZACION Y TEMPERATURA

<u>Grupo Geoquímico</u>	<u>Rocas del Yacimiento</u>	<u>Mineralización</u>	<u>Temperatura del Yacimiento</u>
1. SO ₄ Na	Rocas cristalinas (± en relación con evaporitas)	Baja o alta	Media o alta
2. CO ₃ H Ca (Na)	Rocas carbonatadas	Baja	Baja o media
3. SO ₄ Cl-CaNa	Rocas sedimentarias (+ evaporitas)	Alta	Baja o media
4. Cl Na	Evaporitas	Alta	Baja
5. SO ₄ Ca	Rocas sedimentarias (+ yeso)	Media o alta	Baja o media

Campos empíricos de mineralización y temperatura del yacimiento

	<u>Baja</u>	<u>Media</u>	<u>Alta</u>
tsd (mg/l)	250-1000	1000-2000	2000-5200
Temperatura (°C)	35-44	45-59	60-90

IV. CARACTERISTICAS QUIMICAS DE LOS FLUIDOS GEOTERMICOS

IV.1 Fluidos Hidrotermales

La mayor parte de los procesos que dan lugar a los recursos geotérmicos de alta temperatura, consisten en la convección de soluciones acuosas alrededor de intrusiones calientes. Este mismo tipo de procesos ha funcionado en el pasado para formar la mayoría de los cuerpos mineralizados, tanto de metales base como preciosos, actualmente en explotación, aunque los procesos de formación de cuerpos mineralizados difieren en algunos aspectos de los procesos hidrotermales de convección, según y como los entendemos en la actualidad.

La composición de los fluidos subterráneos registran su historia en base al tiempo, temperatura y asociaciones rocosas. Los fluidos geotérmicos contienen una amplia variedad y concentración de constituyentes disueltos. Los parámetros químicos más sencillos que se utilizan para caracterizar los fluidos geotérmicos son, el contenido total de sólidos disueltos (tsd) en partes por millón (ppm) o miligramos por litro (mg/l) y pH. Los valores de tsd oscilan desde unos cuantos cientos a más de 300.000 mg/l. Muchos de los recursos geotérmicos de los estados de Utah, Nevada y Nuevo Méjico contienen aproximadamente 6.000 mg/l tsd, mientras que algunos de los yacimientos geotérmicos del Imperial Valley, en California, presentan un contenido en tsd próximo a los 300.000 mg/l. Los valores de pH típicos, oscilan desde moderadamente alcalinos (8.5) a moderadamente ácidos (5.5). Un pH de 7 es neutro a la temperatura normal del agua subterránea -ni alcalino ni ácido-. Los sólidos disueltos consisten fundamentalmente en Na, K, Ca, Mg, Cl, SiO₂, SO₄ y CO₃H. Los constituyentes minoritarios incluyen una amplia variedad de elementos como Hg, F, B y algunos otros de interés en cuanto a su impacto negativo al medio ambiente. Los gases disueltos corrientemente consisten en CO₂, NH₄ y SH₂, el último de los cuales es un gas tóxico y por tanto un problema para el medio ambiente (Hartley, 1980). Han sido y están actualmente todavía en fase de desarrollo algunos procedimientos para controlar los procesos de corrosión, encostramiento e impactos negativos al medio ambiente, originados por la presencia de constituyentes disueltos en los fluidos geotermiales.

IV.1.1 Constituyentes Mayoritarios de los Fluidos Hidrotermales.

Para un estudio geoquímico convencional dirigido a la exploración de áreas geotérmicas, se requiere la ejecución de análisis químicos de diferentes muestras de aguas subterráneas (manantiales, pozos, etc), que incluyen la determinación de los "constituyentes inorgánicos", medidas del pH, conductividad eléctrica, gases disueltos y radionucleidos.

Es imprescindible la determinación de una serie de componentes esenciales de las diferentes manifestaciones termales:

- Cationes: Calcio, Magnesio, Sodio, Potasio.
- Aniones: Sulfatos, Cloruros, Fluoruros, Carbonatos y Bicarbonatos.

Otros componentes de interés geotérmico son: Contenidos en Silice, Boro y elementos menores como: Estroncio, Rubidio, Litio, Cesio, Hierro, Aluminio, Fluor, Mercurio y otros elementos traza como el Bario, Plomo y Vanadio.

La acidez del agua vienen expresada en función del contenido en iones hidrógeno.

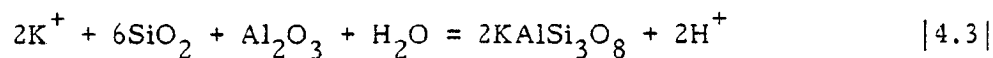
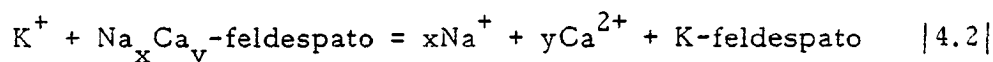
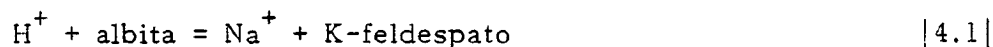
- Gases disueltos: Dióxido de Carbono, Sulfuro de Hidrógeno, Anhídrido Sulfuroso y otros asociados a la fase gaseosa, que se tratarán en capítulos siguientes.

IV.1.1.1 Sodio. Es el más abundante de los iones metálicos, con concentraciones en las aguas oceánicas comprendidas entre los 8.000 y 14.000 ppm, con variaciones relacionadas con los cambios de salinidad. Sin embargo, en las aguas subterráneas no aparece en grandes cantidades, a excepción de las aguas relacionadas con depósitos salinos, salmueras y/o aguas salobres procedentes de intrusiones marinas en acuíferos. Pero aunque en cantidades diversas, el Na está generalmente presente en las aguas subterráneas, relacionado con diferentes procesos:

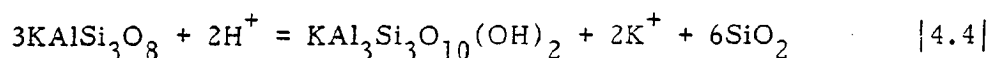
- El origen primario del sodio en la mayor parte de las aguas subterráneas, está relacionado con productos solubles derivados de la alteración de feldespatos de tipo plagioclasa.
- En áreas con depósitos de evaporitas las soluciones de halita son muy importantes, lo mismo sucede en los relacionados con minerales arcillosos con marcados procesos de intercambio en sodio.
- Las concentraciones menos importantes, son las que se derivan de minerales como: nefelina, sodalita, estilbita, natrolita, jadeita, etc, constituyentes de las rocas ígneas y metamórficas, pero cuantitativamente menos importantes en relación con los feldespatos.

En cuanto al ciclo hidrológico es importante hacer notar que una vez que el sodio entre en solución, tiende a permanecer en este estadio sin producirse fenómenos de precipitación en condiciones normales del acuífero.

En relación con los procesos hidrotermales, el sodio es corrientemente el catión dominante en las aguas geotérmicas de alta temperatura. Una variación sistemática entre la proporción Na/K con relación a la temperatura, sucede en todos los sistemas geotérmicos, excepto en los predominantemente ácidos, y en muchas áreas con una gran variedad de tipos rocosos, ha sido posible realizar una correlación precisa entre dicho porcentaje Na/K y la temperatura del agua (White, 1965; Ellis y Mahon, 1967; Ellis, 1970a; y Fournier y Truesdell, 1973).



Se puede producir un simple intercambio iónico: K puede reaccionar con una plagioclasa feldespática, para formar un feldespato potásico, dando lugar a una precipitación directa de feldespato potásico.



De las ecuaciones de equilibrio |4.1|, |4.2| y |4.3|, para la coexistencia de albita, mica potásica y feldespato potásico, a cada temperatura se da un valor único de Na/K, K/H y Na/H en soluciones de alta temperatura y bajo contenido en calcio. La actividad del ion hidrógeno está relacionada con las concentraciones del sodio y el potasio, pero las relaciones Na/K, son fundamentalmente independientes del pH (Ellis, 1970a).

IV.1.1.2 Potasio. El potasio es otro de los componentes iónicos importantes en las aguas subterráneas. Las aguas asociadas a rocas ígneas silicatadas, contienen cantidades equivalentes de sodio y potasio, estas aguas, por lo general, tienen contenidos bajos en el total de sólidos.

En las aguas superficiales o subsuperficiales, la concentración de potasio es baja, mientras que las aguas termales, normalmente presentan altos contenidos en potasio.

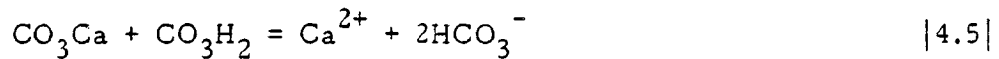
El origen común del potasio está relacionado con procesos de alteración de los feldespatos tipo ortosa, microclina, biotita, leucita y nefelina en rocas ígneas y metamórficas. La circulación de las aguas a través de depósitos evaporíticos, pueden reportar grandes contenidos de potasio en relación con procesos de disolución de la silvina.

IV.1.1.3 Calcio. El calcio es un constituyente mayoritario de las aguas subterráneas. Su origen está relacionado con la disolución de rocas sedimentarias bien de origen marino, tipo calizas, y otros minerales como calcita, aragonito, anortita, fluorita, wollastonita y otros diferentes minerales de la serie de los feldespatos, anfíboles y piroxenos en los que el calcio supone un constituyente importante.

En su circulación el agua disuelve el calcio en forma C_a^{++} , lo que condiciona la presencia de grandes cantidades de calcio con la existencia de proporciones elevadas de CO_2 disuelto.

Las aguas geotérmicas contienen los iones de varias sales de calcio solubles, por ejemplo CO_3Ca , SO_4Ca , F_2Ca . La mayoría de las aguas geotérmicas existentes en niveles profundos, están próximas al nivel de saturación de calcita (Ellis, 1970a) y este mineral precipita frecuentemente cuando las aguas bullen y pierden el dióxido de carbono. La tendencia hacia la precipitación de la calcita en canales naturales y en las tuberías de perforación, es más frecuente en las aguas que continen altas concentraciones de dióxido de carbono.

Las ecuaciones que se presentan a continuación, representan las relaciones entre el dióxido de carbono y las actividades de los iones calcio e hidrógeno en el agua, en donde K_{a_1} es la primera constante de ionización del ácido carbónico, y K_c es la constante de equilibrio para la solución de calcita:



$$K_c = a_{C_a} \cdot a_{HCO_3}^2 / K_{CO_2} \cdot a_{CO_2} \quad |4.6|$$

$$= a_{C_a} \cdot a_{CO_2} \cdot K_{a_1}^2 \cdot K_{c_1}^2 \cdot K_{CO_2} / a_H^2 \quad |4.7|$$

Además, se debe de cumplir para la coexistencia de los feldespatos potásicos y sódicos y de la mica potásica (ecuaciones 4.1 y 4.4) que $a_{N_a} / a_H = K_{fm}$. Si las aguas geotérmicas están en equilibrio con la calcita, la mica potásica y los feldespatos sódicos y potásicos, entonces a una temperatura determinada, el producto $m_{C_a} \cdot m_{CO_2}$ debe incrementar en proporción a m_{Na}^2 (o a m_K^2).

$$m_{Ca} \cdot m_{CO_2} = \frac{K_c \cdot m_{Na}^2 \cdot \gamma_{Na}^2}{K_{a_1}^2 \cdot K_{fm}^2 \cdot \gamma_{Ca}} \quad |4.8|$$

Dada una concentración constante de dióxido de carbono, para una temperatura determinada, las concentraciones de calcio deben variar

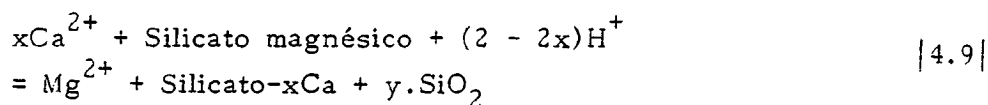
aproximadamente con el cuadrado de las concentraciones del ion sodio (o ion potasio). Las aguas con baja salinidad, deben tener porcentajes elevados de Na/Ca, y lo contrario sucederá para las aguas con alta salinidad. Para una determinada temperatura y concentración del ion sodio, las aguas con alta concentración de dióxido de carbono, tenderán a tener bajas concentraciones de calcio.

IV.1.1.4 Magnesio. Normalmente, el origen del magnesio en las aguas subterráneas, está relacionado con dolomitas en formaciones sedimentarias, mientras que en rocas ígneas, se relaciona con la presencia de olivino, biotita, hornblendas, piroxenos augíticos; y en las rocas metamórficas en relación con serpentinas, talco, piroxenos diopsídicos y tremolita.

En general, el magnesio es un elemento importante en aguas relacionadas con acuíferos dolomíticos y al igual que el calcio, se presenta en forma iónica, aún cuando presenta una mayor tendencia a permanecer en solución.

Las relaciones de Ca/Mg, expresadas en miliequivalentes por litro, se presentan con valores comprendidos entre 5:1 y 1:5 para la mayoría de las aguas. Los valores altos (5:1) con relación al calcio, sugieren que las aguas han tenido contacto con carbonatos cálcicos, mientras que los valores bajos con relaciones 1:1, estarían en probable relación con minerales como el olivino, etc; relaciones del orden 1:2 en procesos asociados a dolomitas, y los valores altos 1:5 con relación al magnesio, representarían casos de intrusiones de aguas salinas.

En las aguas geotérmicas de alta temperatura y baja salinidad, las concentraciones del magnesio son extremadamente bajas, frecuentemente del orden de 0,01 a 0,1 ppm. Dichas concentraciones parecen estar controladas por los siguientes tipos de reacciones (Ellis, 1971):



Las soluciones están corrientemente próximas al grado de saturación en calcita, y los silicatos cálcicos más comunes, son montmorillonita, wairakita, o epidota. La clorita es comúnmente un mineral secundario con contenido en magnesio.

Numerosos estudios efectuados en Nueva Zelanda y Japón sobre las concentraciones de Mg y relaciones de Mg/Ca, indican que contenidos bajos de Mg y las relaciones bajas de Mg/Ca, son características de los sistemas geotérmicos de alta temperatura. Esto está relacionado con el hecho de que el magnesio a elevadas temperaturas, permanece retenido en la fase sólida (cloritas, micas, ilitas, montmorillonitas, etc), mientras que a bajas temperaturas, los procesos de hidrólisis disminuyen la reactividad del magnesio, con lo que aumenta el contenido de magnesio disuelto en el agua.

En los campos geotérmicos de Nueva Zelanda con temperaturas de las aguas del orden de los 235 a los 255°C, concentraciones de sodio del orden de 0.02 a 0.04 m, y presiones de CO₂ oscilando de 1 a 30 bares, Ellis (1971) demostró que el valor del $\log a_{\text{Mg}}/a_{\text{H}^2}$ para soluciones profundas, promedia el valor de 6.2 y no muestra una mayor tendencia con las presiones de CO₂. La relación $a_{\text{Ca}}/a_{\text{Mg}}$ debe ser mayor en aguas con un bajo m_{CO_2} . Para un valor constante de $\log a_{\text{Mg}}/a_{\text{H}^2}$ de aproximadamente 6 a 250°C, el valor m_{Mg} debe ser aproximadamente 0,001, 0,10 y 10, para concentraciones de sodio del orden de 0,01, 0,1 y 1 m, respectivamente.

IV.1.1.5 Sílice. La sílice contenida en las aguas subterráneas, está comúnmente asociada a procesos de disolución de silicatos, controlada por el pH del agua, su temperatura y la velocidad del flujo. En conjunto éstos son los factores que condicionan la solubilidad de la sílice; el sistema SiO₂ - H₂O, es el más estudiado, incluyendo los minerales de cuarzo y otros polimorfos de la sílice. Los diferentes estudios de solubilidad del cuarzo, fueron evolucionando rápidamente, planteándose los primeros diagramas de interés hidrotermal en diferentes rangos de presión y temperatura. A varias presiones, la solubilidad del cuarzo aumenta con la temperatura, excepto en la región próxima al punto crítico del agua, donde la densidad de la solución es pequeña.

Los resultados presentados no son resolutivos a baja temperatura (160°C), por lo que se efectuaron estudios de otras fases minerales, como la cristobalita y de la solubilidad de otros polimorfos del cuarzo y de la sílice amorfa a temperaturas superiores a los 200°C.

Fournier y Rowe (1966) y Mahon (1966) han demostrado de forma concluyente que las aguas geotérmicas de alta temperatura (por encima de los 180°C), están saturadas en sílice en equilibrio con el cuarzo (Figura 4.1). La concentración de sílice en una muestra de agua de un pozo geotérmico se puede utilizar para proporcionar una estimación precisa de la temperatura subterránea (Fournier, 1970; Mahon y Finlayson, 1972). Las soluciones de equilibrio de alta temperatura, contienen solamente especies de sílice con estructura molecular simple.

Las formas amorfas y cristalinas metaestables de la sílice, persisten en contacto con agua a temperaturas de al menos 300°C, exhibiendo solubilidades mucho mayores que las del cuarzo. A medida que las aguas geotérmicas se concentran por pérdidas de vapor, según se aproximan a la superficie, bien por canales naturales o en las tuberías de los pozos, pasan por un estado de saturación en cuarzo y subsaturación en sílice amorfa, a una condición de sobresaturación en cuarzo y eventualmente con sílice amorfa. Por ejemplo, las temperaturas a las cuales se sobrepasa la solubilidad de la sílice amorfa, son 95, 150 y 200°C, para las aguas que originalmente están a temperaturas subterráneas de 200, 250 y 300°C, respectivamente. Para este tipo de aguas, el crecimiento de polímeros de sílice en la solución, con tendencia hacia la deposición de sílice amorfa, no aparece hasta que hay una sobresaturación apreciable en sílice amorfa. Solamente en condiciones próximas a la superficie, cuando las temperaturas son demasiado bajas, el equilibrio del cuarzo es rápidamente reversible, y las soluciones empiezan apreciablemente a sobresaturarse en sílice amorfa, dando lugar a una deposición importante de ópalo y sílice en las rocas o alrededor de las vías artificiales de acceso. Las reacciones relacionadas con la polimerización de la sílice y su deposición son complejas, habiéndose realizado estudios cinéticos detallados para observar los efectos del pH, sobre saturación, composición de la solución, presencia de

nucléidos y porcentajes de flujo (Kitahara, 1960; Yanagase et al., 1970; y Rothbaum y Wilson, 1977).

Ellis y Mahon (1964) demostraron que a temperaturas comprendidas entre 250 y 350°C la solubilidad de la sílice proveniente de rocas volcánicas ígneas, era inicialmente aproximadamente igual a la solubilidad de la sílice amorfa. Arnorsson (1975) demostró que las aguas térmicas de Islandia, a temperaturas próximas a los 150°C en rocas basálticas, disolvían la sílice y depositaban calcedonia por enfriamiento o dilución para mantener el equilibrio con este mineral. Las aguas calientes que intruyen en rocas volcánicas no alteradas, pueden dar lugar a procesos intensos de solución de sílice, creando niveles de concentración que pueden más tarde necesitar que haya una deposición del cuarzo o calcedonia, para mantener el equilibrio. La migración lateral del agua caliente de un sistema geotérmico puede estar por tanto influenciada por la tendencia de los procesos de solución y deposición que dan lugar al sellado de los canales de flujo.

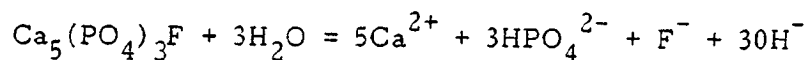
IV.1.1.6 Cloro. El cloro es el anión más abundante en las aguas del mar y ocasionalmente puede superar cantidades que exceden los 20.000 ppm. En las aguas superficiales el cloro varía entre 1 y 10 ppm, y las aguas subterráneas, normalmente no presentan contenidos superiores a los 200 ppm. Las aguas asociadas a rocas sedimentarias, suelen presentar entre concentraciones de ión cloro comprendidas entre 10 y 40 ppm.

Los bajos valores de Cl^- asociado con bajas concentraciones de ión sulfato, son indicativos de un posible origen en relación con materiales ígneos. Los altos contenidos de cloro en aguas subterráneas pueden estar relaciones con masas de aguas salobres entrampadas en los sedimentos, soluciones de halita y minerales relacionados con depósitos evaporíticos, y/o aguas salobres procedentes de intrusiones.

De acuerdo con estimaciones globales, aproximadamente el 40% del cloro deriva del agua del mar por sucesivos ciclos atmosféricos, y se encuentra en equilibrio con el ión sodio; otro 40% derivaría del

contenido en ClNa de las rocas. En muchas aguas se observa un ligero exceso de sodio sobre cloro, en cuyo caso se supone que parte del total, derivaría de procesos de alteración de silicatos, probablemente feldespatos ricos en sodio. Recientemente (Fournier, 1979) ha descrito la utilización de diagramas, en relación con la entalpía del cloro, que permiten estimar la temperatura y condiciones de equilibrio de los acuíferos profundos, que alimentan los sistemas hidrotermales, conjuntamente con la aplicación de geotermómetros convencionales y de modelos de mezclas.

IV.1.1.7 Fluor. El fluor se presenta en muy bajos contenidos en las aguas subterráneas, y generalmente deriva de fluoritas y de otros minerales que contienen fluor. La solubilidad del fluor es similar a la del cuarzo, pero ésta varía en presencia de otras sales. Su solubilidad es fuertemente afectada por la presencia de electrolitos y la cantidad de fluorita disuelta o precipitada, es función no solamente de la temperatura, presión y de la fuerza iónica de la solución hidrotermal, sino de la relación de la concentración del calcio y del ión fluor en solución.



Numerosas medidas de solubilidad de la fluorita, en relación con la temperatura, han sido recientemente efectuadas y los datos experimentales, en síntesis, se han efectuado entre 7 y 40 mg CaF₂/Kg, en solución y medidos entre 20 y 100°C en agua y ClNa en solución, como se presentan en la Figura 4.2. En agua pura la fluorita presenta valores máximos próximos a temperaturas de 100°C y alcanza valores bajos cerca de la temperatura crítica del agua.

En soluciones con ClNa por encima de 2 normal, la solubilidad de la fluorita es mucho más elevada que en agua pura. El efecto más marcado del ClNa tiene lugar a bajas concentraciones y la solubilidad de la fluorita alcanza valores máximos a medida que se aproxima a los valores de 2 normal, especialmente a bajas temperaturas.

Las concentraciones de fluor en las aguas termales, parece estar limitada por la solubilidad de la fluorita, la cual en presencia de la

sílice, es del orden de los 10 ppm de fluor, a temperaturas que oscilan entre los 200 y los 300°C. En las aguas geotermales de Nueva Zelanda, las concentraciones elevadas de fluor se correlacionan en general con bajas concentraciones de calcio (Mahon, 1964). En las aguas geotérmicas, las concentraciones altas en fluor y bajas en calcio vienen favorecidas por la baja salinidad, alta concentración de dióxido de carbono y temperaturas elevadas.

Las concentraciones totales de fluor se pueden incrementar en aguas con un bajo pH debido al incremento proporcional de FH no ionizado, y a la posible formación de SiF_6^{2-} ó AlF_6^{3-} .

En cuanto a la relación Cl/F, la presencia de valores elevados, ha sido interpretados como indicador de la presencia de altas temperaturas en profundidad. Como se ha indicado, la concentración de F está directamente relacionada con la presencia de F_2Ca en los minerales, y como la solubilidad de la fluorita en general disminuye con el aumento de temperatura, si se supone la no existencia de otras reacciones externas, puede ser utilizado como un parámetro para la evaluación de la temperatura de base de los acuíferos relacionados con la manifestaciones termales.

IV.1.1.8 Sulfatos y Componentes Sulfurosos. El ión sulfito en las aguas subterráneas deriva del contacto con yesos y anhidritas y su concentración es función de la temperatura. La solubilidad de los minerales sulfatados alcalinos (calcio, estroncio, bario, etc) en las soluciones hidrotermales, depende de la temperatura, presión y salinidad y está en relación con la actividad entre las tierras alcalinas y la de los sulfatos en solución, y del estado de oxidación de las soluciones hidrotermales.

La precipitación de los minerales sulfatados depende de varios factores, pero en parte se debe a los cambios de fugacidad del oxígeno durante la evolución del sistema hidrotermal. En la Figura 4.3, se expresan los campos de estabilidad de las diferentes fase minerales, yeso-anhidrita, en relación con la temperatura.

La presión parcial de oxígeno necesaria para el equilibrio se puede calcular a partir de datos termodinámicos estándar, en función de la relación del sulfuro al sulfato y del pH de las aguas calientes profundas (Ellis, 1967; Kusakabe, 1974). Por ejemplo, presiones de oxígeno subterráneas del orden de 10^{-36} a 10^{-35} son precisas en Wairakei; estos valores sugieren una situación mayor de oxidación que la que se determina por medidas directas en el sistema, y que tanto el sulfuro como el sulfato puede que no hayan alcanzado su equilibrio. Una situación similar existe aparentemente en las aguas profundas de Broadlands (según los cálculos establecidos por Seward, 1974).

Ellis y Giggenbach (1971) presentan resultados para el equilibrio hidrolítico del azufre

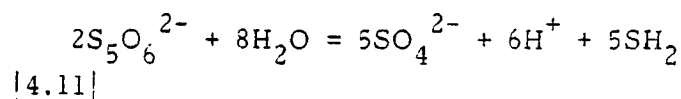


La constante de equilibrio K_s a presiones de vapor en agua saturada, es aproximadamente $10^{-11.6}$ a 200°C, $10^{-8.7}$ a 250°C y $10^{-6.4}$ a 300°C, donde

$$K_s = m_{H_2S^3} \cdot m_{H^+} \cdot m_{HSO_4^-}$$

Por ejemplo, a 250°C, la solución contiene aproximadamente 0.03 m SH_2 y 0.01 m SO_4H_2 . Estos valores están aproximadamente de acuerdo con las concentraciones de sulfuro y sulfatos en las aguas y los pozos de Matsao.

A temperaturas que oscilan de los 250 a los 300°C, soluciones diluidas de iones tales como $S_2O_3^{2-}$, $S_4O_6^{2-}$ y $S_5O_6^{2-}$, establecen una desproporción entre sulfuros y sulfatos (Pryor, 1960; Ellis y Golding, sin publicar).



Sin embargo, Giggenbach (1974) demostró mediante espectrofotometría de alta temperatura, que a temperaturas inferiores a los 200°C, con pH próximo a 7, y con un total de concentraciones de especies

de azufre a un nivel que lleva el sistema cerrado a un punto de coexistencia con el azufre, pueden existir el tiosulfato y varias especies de polisulfuros, tales como el ión S_4^{2-} y sus productos de disociación S_2^- o S_3^- . Estos radicales de intenso color azul, pueden ser los responsables del color de las aguas enfriadas y parcialmente oxidadas de las lagunas en muchas de las zonas geotérmicas. Con concentraciones iguales y equilibrio de sulfuros y sulfatos de, por ejemplo, 0.01 m, el punto de coexistencia del azufre aparece a un pH de 7 a 150°C, pH de 3.6 a 200°C, y pH de 0.7 a 250°C. Excepto en aguas muy ácidas o en soluciones con una cantidad alta de azufre disuelto, es muy raro que aparezcan otras especies que no sean sulfuros o sulfatos en aguas geotérmicas a temperaturas superiores a aproximadamente 200°C.

Con respecto al sulfato cálcico, la mayor parte de las aguas geotérmicas con temperaturas comprendidas entre los 200 y los 300°C, un pH próximo a la neutralidad, y una salinidad moderada (0.02 a 0.1 m) poseen concentraciones de sulfatos del orden de los 10 a los 100 ppm. Dado que la solubilidad del sulfato cálcico (anhidrita) en aguas de alta temperatura es muy baja, es de esperar un correlación inversa entre el calcio y las concentraciones de sulfato, excepto cuando el pH es bajo en cuyo caso hay una apreciable proporción de sulfatos presentes, tales como SO_4H^- . Los sistemas con temperaturas muy elevadas o salinidades muy altas, pueden tener concentraciones extremadamente bajas de sulfatos (por ejemplo, Mexicali y Salton Sea).

IV.1.1.9 Carbonatos. Los carbonatos y bicarbonatos están presentes en las aguas, en cantidades diversas y generalmente acompañados por el calcio y el magnesio. La solubilidad de los minerales carbonatados está altamente influenciada por el pH y la fugacidad del CO_2 disuelto en los fluidos hidrotermales. Las relaciones entre la química de las soluciones hidrotermales y la solubilidad de los minerales carbonatados está estrechamente relacionada con los sistemas P- CO_2 y efectos de la salinidad como se sintetiza en la Figura 4.4, para el caso de la calcita.

En lo que respecta a las soluciones con dolomita, las reacciones son muy lentas, requiriendo un tiempo muy prolongado para alcanzar el equilibrio entre la calcita y dolomita; los valores calculados se expresan en la Figura 4.5, en relación con la temperatura. La dolomita puede no depositarse en las soluciones hidrotermales por simple enfriamiento, aún cuando existan mecanismos de precipitación de la calcita que pueden ser responsables de la precipitación de la dolomita.

Las reacciones de equilibrio que condicionan las relaciones de concentración del Ca y del CO_3H , en las aguas termales, no son tan simples como para permitir una evaluación directa de la temperatura de base. Sin embargo, se ha observado que en la zona de los Geysers, donde existen aguas termales con temperaturas de base superiores a los 170°C , las cuales han sufrido procesos de enfriamiento, los contenidos de CO_2 total en relación al Ca, son más bajos que en las aguas termales de salinidad análoga. Por el contrario, en las aguas de las manifestaciones termales con depósitos de travertinos, las concentraciones son más altas en relación con las temperaturas sub-superficiales y con las concentraciones de sílice donde están los depósitos hidrotermales.

IV.1.2 Componentes Minoritarios

Otras informaciones sobre las anomalías térmicas de algunas áreas, pueden obtenerse mediante el estudio de algunos elementos que representan componentes secundarios que se presentan en fracciones de ppm, como son por ejemplo el ácido bórico, amoniaco, estroncio, bario, etc, y otros a niveles de trazas como el litio, rubidio, mercurio, magnesio, etc.

El enriquecimiento de estos elementos "guía", en las aguas de tipo termal, en relación con las de circulación superficial, puede relacionarse con la termalidad anómala de la zona y al tiempo de permanencia en el subsuelo. Asimismo, suministran información sobre el tipo de roca a través de la cual migró el fluido hidrotermal.

IV.1.2.1 Boro. El boro es un elemento contenido en turmalinas asociadas a pegmatitas, granitos y en pequeñas cantidades en rocas subvolcánicas como los gabros. Los gases volcánicos pueden producir emanaciones en forma de BO_3H_3 y F_3B . Las aguas de fumarolas y áreas que recientemente han presentado actividad volcánica, suelen presentar altos contenidos en boro. Asimismo, el boro es indicativo de la existencia de fallas en profundidad.

El comportamiento del boro en los sistemas geotérmicos, se analiza en detalle en las publicaciones de Tonani (1970, 1980) y en el informe del IGME (1981), donde se establecen los criterios de aplicación. La concentración del boro (ácido bórico) en los sistemas agua-vapor de alta temperatura, tiende a aumentar en la fase vapor, cuando aumenta la temperatura de evaporación. En la Figura 4.6 se presenta en línea continua, la variación de la temperatura confrontada al coeficiente de distribución del ácido bórico en las fases líquido (B)L y fase vapor (B)V, expresadas las concentraciones en moles/kg. En el diagrama se han proyectado asimismo, los valores empíricos obtenidos en los diferentes campos geotérmicos conectados por líneas de puntos. La existencia de importantes procesos de vaporización, con escape de vapor de los yacimientos a altas temperaturas y procesos consecuentes de condensación, origina fuertes incrementos del contenido en ácido bórico en la fase líquida, lo cual invalida en parte la utilización del geotermómetro, aún cuando en todo caso la presencia de anomalías de boro constituyen un indicador óptimo para la exploración de campos geotérmicos de alta temperatura, aún cuando haya que estudiarse en detalle los modelos hidrotermales y los procesos de vaporización-condensación que puedan haber tenido lugar. Respecto a la determinación del tipo de roca por donde ha circulado los fluidos hidrotermales, el porcentaje B/Cl ha sido utilizado en Nueva Zelanda (Mahon, 1970) para identificar las rocas encajantes de varios fluidos geotérmicos. Sin embargo, estas variaciones son pequeñas comparadas a las variaciones existentes entre los porcentajes de B/Cl de aguas meteóricas y geotérmicas. Los porcentajes B/Cl pueden ser utilizados como métodos de exploración sin tener en cuenta el tipo de roca en la mayoría de los terrenos. Experiencias realizadas por Mahon (1967) haciendo reaccionar agua con pizarras y grauvacas a temperaturas compren-

didadas entre 200 y 300°C, han puesto de manifiesto valores de la relación B/Cl, similares a los encontrados en aguas termales existentes en el mismo tipo de roca.

IV.1.2.2 Amoniaco. En ambientes de rocas sedimentarias tales como en Ngawha, o Salton Sea, las concentraciones de amoniaco son superiores que en los sistemas geotérmicos relacionados con rocas volcánicas. La distribución de amoniaco (solución/roca) es mayor a mayores temperaturas, a bajo pH (por ejemplo en Matsao). No está claro si esto es debido a una distribución de equilibrio o simplemente a una extracción más efectiva, aunque bajo condiciones de enfriamiento próximas a la superficie, el amoniaco se concentra en los productos de alteración hidrotermal de bajo grado (Erd et al., 1964). Experiencias realizadas por Mahon (1967), han puesto de manifiesto que las aguas termales existentes en grauvacas y pizarras, poseen valores de Cl/NH₃, similares a los existentes en reacciones de agua y otras rocas a temperaturas entre los 200 y los 300°C.

IV.1.2.3 Litio, Rubidio y Cesio. Las concentraciones de tierras raras en aguas termales refleja su abundancia en las rocas encajantes, con aguas conteniendo bajas concentraciones en zonas basálticas con respecto a las que se presentan en las áreas riolíticas y andesíticas. La concentración de litio y rubidio tiende a disminuir en las aguas migrantes hacia la superficie, debido a la incorporación de iones en los productos hidrotermales de alteración de bajo grado, tales como arcillas y zeolitas. Se ha observado la formación hidrotermal de lepidolita en rocas superficiales alteradas (Bargar et al., 1973). En algunas zonas, los porcentajes Na/Rb siguen líneas paralelas a los del Na/K, pero las diferencias entre los porcentajes de Na/Li de las aguas profundas a las aguas de superficie están menos marcadas. El porcentaje isotópico ⁶Li/⁷Li tiende a incrementar en aguas calientes migrantes hacia la superficie, probablemente a través de la inclusión preferencial del isótopo ⁷Li en minerales de alteración hidrotermal (H.J. Svec y Ellis, sin publicar).

A nivel de experimentación se necesitan de una a dos semanas de tiempo y temperaturas del orden de los 500 a los 600°C, para que

se liberen cantidades importantes de litio, rubidio y cesio de las rocas, después de un proceso de alteración intensivo. Sin embargo, Chelishev (1967) demostró que la distribución del rubidio y el cesio entre bien la mica o el feldespato y el agua, tendía de una forma importante hacia la fase solución, cuando las temperaturas disminuían de 600 a 250°C. Un período de reacción largo (2 años) a temperaturas de 210°C liberó 10 ppm de litio en una solución de una brecha riolítica de Wairakei (R.B. Glover, comunicación personal), y concentraciones de litio del orden de partes por millón, resultaron como parte de la reacción de una dolerita de Islandia con una solución de ClNa al 0.5 m y 300°C de temperatura (Andrusenko y Moskalyuk, 1966).

IV.1.2.4 Hierro. El hierro está relacionado con la lixiviación de gran cantidad de minerales de los que el hierro es un constituyente importante, como piroxenos, anfíboles, magnetita, hematites y piritas.

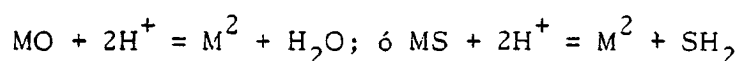
Se presenta en concentraciones a niveles de trazas en las aguas geotérmicas, pero sin embargo es un constituyente mayoritario asociado a rocas, en particular a las ígneas. Las bajas concentraciones en que se presenta y los procesos de contaminación, han supuesto un fuerte obstáculo para su aplicación como indicador de la temperatura del agua. Recientemente, gracias al desarrollo de técnicas analíticas de alta precisión, se han podido utilizar las relaciones de Fe^{2+}/H^+ y las concentraciones de SH_2 .

Los equilibrios de disociación a alta temperatura de los complejos acuosos de hierro, se establece en función de las relaciones entre el hierro ferroso-férrico (Fe^{2+}/Fe^{3+}), que se ha calculado asumiendo el equilibrio entre sulfito y sulfato, cuando estos componentes se presentan en cantidades detectables en el sistema hidrotermal, solamente en aguas con bajas temperaturas (50°C) el sulfito no es detectable y sólo es determinable el contenido en sulfato.

El hierro presente en las aguas termales, se presenta en cuatro especies composicionales: $Fe(OH)_4^-$, Fe^{2+} , $FeOH^+$ y $Fe(OH)_2$, cuya distribución está de acuerdo con los siguientes rangos de tempe-

ratura: el $\text{Fe}(\text{OH})_4^-$ es la especie dominante a alta temperatura; mientras que en temperaturas intermedias (100 a 150°C) la especie dominante es el FeOH^+ y el $\text{Fe}(\text{OH})_4^-$, aún cuando el Fe^{2+} está también presente, a bajas temperaturas dominan el Fe^{2+} y el $\text{Fe}(\text{OH})^+$ está evaluación debe efectuarse sobre los contenidos en la relación al equilibrio mineral/soluto.

La relación general salinidad/pH afecta a la concentración máxima de metales tales como el hierro, manganeso, cobre y plomo, que pueden ser arrastrados en las soluciones termales. La solución de equilibrio de iones metal a partir de óxidos o sulfuros, está relacionada con el ión hidrógeno, por ejemplo



Dentro de los límites de la disponibilidad del elemento en las rocas encajantes, se debe esperar una relación general entre la concentración de hierro, manganeso, cobre, plomo, etc, y $(a_{\text{H}})^2$, o en el caso de las aguas con un pH neutro $(m_{\text{Na}})^2$.

En cuanto a las condiciones Redox se puede establecer que las aguas de muchos yacimientos geotérmicos de alta temperatura, contienen hidrógeno a una presión parcial, $^{\text{P}}\text{H}_2$, de aproximadamente 0.1 bars. Para las reacciones gaseosas $2\text{H}_2\text{O} = 2\text{H}_2 + \text{O}_2$ el logaritmo de la constante de equilibrio, $^{\text{K}}\text{H}_2\text{O}$ es -45.9, -43.5, -41.3 y -39.2 a temperaturas de 225, 250, 275 y 300°C respectivamente. Si $^{\text{P}}\text{H}_2 = 0.1$, los valores de $^{\text{P}}\text{O}_2$ son $10^{-42.5}$, 10^{-40} , $10^{-37.5}$, y 10^{-35} , respectivamente. Seward (1974) y Kusakabe (1974) confirmaron que valores de $^{\text{P}}\text{O}_2$ de este tipo aparecen en los campos de Broadlands y Wairakei aproximadamente a temperaturas de 250 a 260°C, estando próximos a las condiciones de coexistencia para la piritita y la pirrotita.

IV.2 Clasificación de los Fluidos Termales

De forma esquemática, las aguas subterráneas se pueden agrupar en tres tipos fundamentales, en base al contenido total de sales y el tipo de aniones que les acompañan:

- Bicarbonatadas, las cuales responden a tipos de aguas frías o hipotermales, con salinidades generalmente inferiores a 1 g/l, que caracterizan circuitos hídricos poco profundos constituidos por depósitos aluviales, materiales volcánicos y formaciones carbonáticas aflorantes o subaflorantes.
- Sulfatadas, las cuales pertenecen a manifestaciones termales con características de salinidad comprendida entre 0,5 y 3 g/l y con valores medios de temperatura, y que responden a circulaciones de profundidad media en rocas carbonatadas y formaciones de evaporitas.
- Cloruradas, aún cuando no pueda afirmarse de forma definitiva, estas aguas suelen estar relacionadas con procesos de circulación más profunda que las de los otros tipos y corresponde a acuíferos relacionados con las rocas del basamento regional.

Sin embargo, las tipologías de aguas cloruradas sódicas, deben de tratarse con suma precaución para discriminar aquellas que han adquirido sus componentes químicos mediante procesos de intercambio iónico en condiciones específicas de presión y temperatura y sean, por consiguiente, representativas del sistema hidrotermal, de otras aguas contaminantes cuyos contenidos en cloro y sodio estén relacionados con procesos de disolución de depósitos salinos y/o intrusiones marinas.

Generalmente al afrontar un estudio de carácter regional, se encuentran tipologías con características intermedias a las definidas anteriormente, en cuyo caso el estudio de detalle de las variaciones de relaciones iónicas de los principales constituyentes químicos, permite suponer la existencia de fenómenos de mezclas entre acuíferos de diferente procedencia, y de esta forma valorar su entidad.

IV.2.1 Sistemas de Representación de los Datos Químicos.

En la investigación y recopilación de las aguas subterráneas es de gran importancia la visualización de los datos químicos. En la lite-

ratura se presentan numerosos gráficos que permiten presentar los datos y algunos tipos de clasificación que permiten definir las facies hidroquímicas, pero la naturaleza específica del sistema estudiado hace recomendable la selección de un método gráfico, que permita simultáneamente la proyección de datos químicos correspondientes a muestras de aguas frías y de aguas termales, y definir el factor de existencia de procesos de mezcla en el sistema termal.

Se han establecido numerosos sistemas para combinar los datos de la composición del fluido en diagramas sencillos pero significativos. Estos diagramas van desde el típico gráfico de barras y círculos a los diagramas angulares más complejos. Una buena revisión de estos métodos ha sido realizada por Hem (1970).

Los diagramas binarios, son los más simples y están encaminados al confrontamiento de pares de elementos dirigidos al estudio de variación de los diferentes parámetros, una vez establecidos los diferentes grupos que intervienen en el sistema. Los diagramas binarios en base al contenido químico expresado en meq/l en escalas lineales, o expresados en ppm en escalas logarítmicas, permiten establecer grados de correlación. En la Figura 4.7 se presentan ejemplos de los diagramas binarios más utilizados.

Las relaciones de B/Cl frente al contenido total de sólidos disueltos, tsd, permite discriminar y agrupar los diferentes tipos de aguas en función del contenido global de sales disueltas y factores que permiten testar posibles intercalaciones de aguas freáticas con otras de origen marino. Los contenidos de tsd mayores de 20.000 ppm correspondería a tipos marinos, mientras que los contenidos comprendidos entre 8.000 y 20.000 ppm, corresponden a aguas de tipo alcalino cloruradas; valores de tsd comprendidos entre 3.000 y 8.000 ppm, corresponden a aguas de tipo clorurado sódicas y bicarbonatadas cloruradas alcalinas; por último los valores de tsd 3.000 ppm corresponderían a aguas de composición catiónica media (Na + K) ó (Ca + Mg) y relaciones de CO_3H porcentuales predominantes sobre los $\text{SO}_4^{=}$.

Relaciones de diferentes componentes catiónicos y aniónicos frente a la temperatura de medida, en particular:

T^oC - Cl, T^oC - Ca, T^oC - Na, T^oC - B

Cuando uno de los componentes, por ejemplo el Cl es mayoritario, puede intentar establecerse correlaciones binarias entre este componente y la temperatura de medida, que den una mejor información sobre las relaciones de interdependencia y la posible correspondencia con los restantes componentes indicadores geotérmicos como el Ca, Na, K, etc.

Una vez establecidas correlaciones positivas entre un elemento y la temperatura, se proyectan los otros grupos frente al mismo. Como por ejemplo el cloro frente al calcio, potasio, magnesio, carbonatos-bicarbonatos. La proyección confrontada de bicarbonatos y carbonatos ($\text{CO}_3\text{H} + \text{CO}_3$) frente a los contenidos en cloro, podría servir de indicación de las relaciones de mezcla entre aguas meteóricas (bicarbonatadas) y otras salobres o marinas con contenidos elevados en Cl, pudiéndose establecer que las aguas con contenidos bajos en carbonatos y bicarbonatos y contenidos aproximados de 100 meq/l de Cl e incluso valores inferiores, puedan relacionarse con procesos de mezcla.

Las relaciones del Cl-Ca y Cl-K son buenos indicadores de posibles procesos de mezcla fundamentalmente en aguas con salinidad alta. En las correlaciones de Na-Cl, aún cuando la buena correlación sería indicativa por una parte de una posible mezcla con aguas de posible origen marino, sin embargo, el exceso de Na sobre el Cl podría ser la respuesta a un posible proceso de mezcla con aguas de tipo termal, más que a otros tipos de aguas.

Por último, suelen proyectarse los elementos minoritarios, tales como Sr, Br, Li, Rb y B frente al elemento mayoritario más significativo, pudiendo significar el soporte de hipótesis de contaminación, así como establecer correlaciones entre la temperatura de medida y la temperatura calculada.

En las relaciones de equilibrio entre el precipitado o absorción y el agua en las relaciones de Br-Cl, una buena correlación sería indicativo de la existencia de mezclas entre aguas meteóricas de recarga, contenido Br y otras salobres con altos contenidos en Cl.

En base a establecer los factores de relación que controlan el comportamiento de los elementos mayoritarios que constituyen las composiciones de las aguas, pueden plantearse procesos de mezclas de las aguas termales con otras de origen local o superficial, mediante el enriquecimiento en bicarbonatos. Las reacciones de intercambio que afectan a los contenidos de Na, K, etc, y conjuntamente con los contenidos de otros elementos alcalinos podrían relacionarse con procesos de interacción con rocas del yacimiento, asimismo, el exceso de fluor y bajos contenidos en magnesio y calcio podrían interpretarse como respuesta a procesos de intercambio entre rocas y fluidos acuosos en un sistema hidrotermal.

Los diagramas de barras, circulares, radiales y diagramas de Stiff, se construyen fácilmente y permiten una visualización rápida y comparación individual de los análisis químicos, pero no son sistemas convenientes para la representación gráfica de gran número de análisis. Existen dos tipos de diagramas generalmente utilizados para estas aplicaciones, los gráficos triangulares como el de Piper y de Piper-Hill-Langelier, que permiten plotear las concentraciones de cationes y aniones, Los cuales pueden ser representados individualmente por un solo punto, como compendio de las concentraciones totales en el diagrama superior.

Los diagramas rectangulares como el de Langelier-Luwig's (1942) permiten la proyección simultánea de los datos químicos en función de sus cuatro componentes más significativos: Cloruros-Sulfatos, Carbonatos y Bicarbonatos y los campos alcalinos Sodio-Potasio y Calcio- Magnesio, permitiendo establecer los valores de reacción de los componentes químicos, de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$\frac{\text{Concentración X (eq/l)}}{\text{Suma de las Concentraciones (eq/l)}} \cdot 100 = \text{Valores de Reacción de X}$$

En la Figura 4.8 se ha proyectado en forma orientativa una serie de puntos significativos. El punto (1), representa una muestra con composición próxima al agua marina. El punto (2), correspondería a un tipo bicarbonatado-cálcico magnésico. El punto (3), corresponde a una solución bicarbonatada alcalina. Este diagrama permite individualizar los diferentes grupos y establecer posibles direcciones entre los mismos. La línea (1-2) supondría un proceso de mezcla entre el agua tipo (2) y el agua marina. La línea (1-3) se ha establecido entre los puntos proyectados próximos al agua marina y el extremo bicarbonatado alcalino, que podría interpretarse como el resultado de la dilución de bicarbonatos alcalinos, mientras que la desviación de puntos estaría en relación con la precipitación de carbonatos alcalinos como señala la flecha. La línea (2-3) no podría tomarse en consideración al no presentar puntos de proyección. En conjunto, el diagrama facilita la representación simultánea de las diferentes familias de aguas y asimismo, permite establecer posibles hipótesis evolutivas entre las diferentes tipologías, hipótesis que deben ser testadas de forma individual.

En la exploración geotérmica los diagramas triangulares, como el de Piper y/o el de Piper-Hill-Langelier, pueden servir para representar convenientemente la composición de las aguas subterráneas, permitiendo plotear e individualizar los diferentes tipos que intervienen y conjuntamente con los diagramas rectangulares permiten establecer relaciones de grupo. El diagrama más utilizado de forma generalizada es el de Piper, que resulta ser muy efectivo para segregar los datos analíticos en relación a su origen, en base a los componentes disueltos, así como las modificaciones de carácter con la transición de las aguas de una fase mineral a otra. Este método fue presentado por Piper (1944), y se basa en las cantidades relativas en el fluido de $\text{Na} + \text{K}$, Mg , Ca , $\text{Cl} + \text{F}$, SO_4 y $\text{CO}_3\text{H} + \text{CO}_3$. Estos son los componentes iónicos más importantes en los fluidos termales y fríos, y son por tanto utilizados para discernir la gradación entre los fluidos meteóricos y geotérmicos que fluyen de las fuentes y de los pozos.

Para calcular un diagrama de Piper, se deben en primer lugar transformar las unidades de concentración de ppm a miliequivalentes. Esta transformación se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$C_i(\text{meq}) = \frac{C_i(\text{ppm})}{M_i} \cdot (z_i),$$

donde: $C_i(\text{meq})$ = concentración del componente i en miliequivalentes

$C_i(\text{ppm})$ = concentración del componente i en ppm

M_i = peso molecular del componente i

z_i = carga iónica del componente i

i = Na, K, Ca, Mg, CO_3 , CO_3H , SO_4 , Cl ó F.

En la Tabla 4.1 se representan los pesos moleculares y cargas iónicas de dichos componentes.

El paso siguiente es calcular los porcentajes aniónicos y catiónicos mediante el empleo de la siguiente ecuación para los cationes:

$$C_j\% = \frac{C_i(\text{meq})}{(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg})\text{meq}} \times 100,$$

y de la siguiente ecuación para los aniones:

$$C_k\% = \frac{C_i(\text{meq})}{(\text{Cl} + \text{F} + \text{CO}_3\text{H} + \text{CO}_3 + \text{SO}_4)\text{meq}} \times 100.$$

donde: $C_j\%$ = porcentaje j del total de cationes,

$C_k\%$ = porcentaje k del total de aniones,

j = Na + K, Ca ó Mg, y

k = Cl + F, CO_3H + CO_3 ó SO_4 .

Estos porcentajes así calculados se representan en el diagrama que se muestra en la Figura 4.9.

Los porcentajes catiónicos se representan en la zona triangular inferior izquierda y los porcentajes aniónicos en la zona triangular inferior derecha, según se muestra en la Figura 4.9. Los porcentajes catiónicos y aniónicos se combinan y se proyectan en el romboedro central. El contenido total en sólidos disueltos tsd de las muestras se puede representar variando el tamaño del punto de cada muestra.

Los diagramas de Piper pueden ser utilizados para caracterizar distintos tipos de aguas, y definir la extensión de la mezcla entre las aguas. Por ejemplo, un fluido es designado como fluido con ClNa siempre que Na sea mayor que el 50% de los cationes, y Cl sea mayor que el 50% de los aniones. Cuando ninguno de los iones es mayor que el 50%, los dos iones con mayor concentración se presentan en forma de radical, como $\text{CO}_3\text{H Na} - \text{SO}_4$. Los tipos de fluidos tienen importancia con respecto a los procesos que controlan la composición del fluido total. Como se muestra en la Figura 4.10, los fluidos que caen dentro del campo del ClNa son generalmente fluidos geotermales primarios. Los fluidos que caen en los campos del $\text{CO}_3\text{H Na}$ ó del $\text{CO}_3\text{H Na} - \text{SO}_4$ son frecuentemente fluidos meteóricos que han sido recalentados y químicamente enriquecidos mediante el gas o vapor proveniente del fluido geotérmico infrayacente. Las aguas meteóricas frías o templadas, son corrientemente del tipo $\text{CO}_3\text{H Ca}$, $\text{Ca} - \text{Mg CO}_3\text{H}$, o una mezcla de ambas. Un buen ejemplo de esta aplicación es el propuesto por Adams et al. (1985).

El segundo paso sería la correlación de los tipos de agua con las distintas fuentes. Esta correlación ayuda a la interpretación combinada hidrológica-geoquímica, mediante la identificación de la recarga de agua termal. Un ejemplo de esta técnica es el proporcionado por Struhsacker et al. (1983) el cual se muestra en las figuras 4.11 y 4.12.

El tercer paso consiste en la determinación de las mezclas. Dada la importancia de esta parte de la interpretación, se le dedica más adelante un párrafo específico.

Las diferentes calidades de aguas pueden fácilmente ser clasificadas y discriminadas por su proyección en las diferentes áreas. Pero aún

cuando este diagrama triangular tiene la ventaja de presentar las composiciones de los diferentes tipos de aguas, de acuerdo con los contenidos de estos constituyentes, no lo hace de acuerdo con las concentraciones absolutas y éstas presentan frecuentemente problemas interpretativos.

Para paliar esta deficiencia y obtener una mejor definición de las fases hidroquímicas, se ha propuesto para la investigación de sistemas hidrotermales con posibilidades de utilización geotérmica, la utilización combinada del diagrama triangular de Piper y la representación gráfica mediante diagramas rectangulares (D'Amore et al., 1983), que engloban seis parámetros químicos que conjuntamente permiten una mejor definición de los siguientes puntos:

- Cuando se conocen las características hidrogeológicas de un determinado sistema hidrotermal, es posible comparar una serie de diagramas "estándar" que sirvan de referencia para otras muestras de aguas.
- Cuando varios puntos proyectivos de muestras de aguas se proyectan sobre una misma zona del diagrama triangular, estos parámetros pueden establecer la homogeneidad de las muestras, o bien si éstas responde a diferentes historias hidrogeológicas.
- Pueden ser de gran ayuda para establecer que la composición química de las surgencias de aguas, son el resultado de un proceso de mezcla entre dos o más componentes. La aplicación de estos parámetros puede ser indicativa de la definición del proceso de mezcla en base al porcentaje de los componentes.

IV.2.2 Definición de los Parámetros Químicos.

En base a los componentes mayoritarios expresados en meq/l, se han definido seis parámetros que permiten distinguir los diferentes grupos de aguas en base a sus características hidrogeológicas específicas para cada muestra. Todos los parámetros han sido normalizados entre +100 y -100 para extender su rango, y los valores S(+) y

S(-) representan la suma de los cationes y aniones respectivamente y expresados asimismo en meq/l.

$$\text{Parámetro A: } (100/S(-)) \cdot (\text{CO}_3^{\text{H}^-} - \text{SO}_4^{\text{--}})$$

Este parámetro supone una ayuda para distinguir entre aguas de circulación a través de materiales calcáreos de aquellos que tienen lugar en rocas de carácter evaporítico.

$$\text{Parámetro B: } 100 \cdot (\text{SO}_4^{\text{--}}/S(-)) - (\text{Na}^+/S(+))$$

Este parámetro discrimina entre aguas enriquecidas en sulfatos originado por la circulación en terrenos evaporíticos y las aguas enriquecidas en sodio en relación con terrenos sedimentarios arcillosos y margosos.

$$\text{Parámetro C: } 100 \cdot (\text{Na}^+/S(+)) - (\text{Cl}^-/S(-))$$

Este parámetro tiende a distinguir entre aguas derivadas de materiales de tipo "flysch" o volcanitas, de aquellas que proceden de series carbonáticas-evaporíticas o de un basamento regional de carácter cuarcítico esquistos. Ambos tipos tienen altos contenidos en Na^+ , pero mientras unas tienen bajo contenido en Cl^- las otras presentan relaciones de Na/Cl próximas a la unidad.

$$\text{Parámetro D: } 100 \cdot ((\text{Na}^+ - \text{Mg}^{++})/S(+))$$

Este parámetro individualiza aguas de circulación a través de calizas dolomitizadas.

$$\text{Parámetro E: } 100 \cdot (\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}/S(+)) - (\text{CO}_3^{\text{H}^-}/S(-))$$

Este parámetro básicamente distingue entre circulaciones en yacimientos carbonatados de aquellos yacimientos que contienen sulfatos.

$$\text{Parámetro F: } 100 \cdot ((\text{Ca}^{++} - \text{Na}^+ - \text{K}^+)/S(+))$$

Este parámetro destaca los incrementos en la concentración de K^+ de las muestras de aguas.

IV.2.3 Aplicación a la Definición de Facies Hidroquímicas.

Los valores calculados para los seis parámetros (A - F) se proyectan en los correspondientes diagramas triangulares (Figura 4.13) y se confrontan con el romboedrico.

Los diferentes tipos y/o grupos de aguas se representan en los diferentes diagramas (a) SO_4Ca , (b) CO_3HCa , (c) $ClNa$, (d) CO_3HNa , en ellos se observa que las aguas correspondientes al grupo (o) estarían en relación con formaciones de anhidritas, mientras que las aguas representadas por (●) corresponden a una circulación por materiales calizos y carbonatados, las representadas por (▲) corresponderían a una circulación muy profunda en relación probable con un sustrato cristalino, y por último, los términos (□) responden a aguas en relación con formaciones esquistosas. Estos diagramas pueden ser considerados como "estándares" para aguas correspondientes a un sistema hídrico.

Si se confrontan los resultados que pueden obtenerse mediante la proyección en el diagrama romboedrico y en los rectangulares (Figura 4.14) de varias familias de aguas, el diagrama de Piper lleva a una falsa interpretación, ya que los círculos se proyectan en la misma zona y, por consiguiente, tendrían una composición homogénea e implicaría un posible origen común, o al menos una misma historia hidrogeológica; por otra parte, los triángulos parecen corresponder a una familia de aguas que han estado sometidas a procesos de mezclas.

Por el contrario, en los diagramas rectangulares se revelan marcadas diferencias para cada grupo, en relación con sus características hidrogeológicas. Las muestras representadas por los círculos (o) estarían relacionadas con una circulación en rocas básicas, y su proyección rectangular en función de los parámetros establecidos tendería al tipo "estándar" (c), mientras que las muestras representadas por el (●) serían el resultado de mezcla entre aguas de circu-

lación en ambientes de rocas evaporíticas y otras de origen profundo, con posible relación en el basamento cristalino y responderían a la combinación de los diagramas tipo (a) y tipo (c). Las familias de aguas representadas por triángulos, quedan claramente subdivididos en dos grupos, los triángulos negros se superponen con el tipo "estándar" (d) en correspondencia con las aguas de tipo CO_3HNa y las otras muestras de aguas representadas por triángulos blancos son el resultado de un posible proceso de mezcla, derivado de la combinación del tipo Co_3HCa (b) y ClNa (d).

En el estudio de sistemas hidrogeoquímicos encaminados a prospección de recursos geotérmicos, es evidente que la selección de sistemas de representación y utilización de parámetros apropiados, proporcionan una información más precisa de las facies hidroquímicas en relación con los primeros estadios de circulación y una mejor interpretación de los datos hidrogeoquímicos de las muestras de agua de la zona.

Así en un intento de esclarecer las posibles evoluciones de los diferentes tipos de aguas, se presenta en la Figura 4.15 una estimación de la composición química de las aguas en base a la disolución, precipitación e intercambio de cationes durante el flujo de las aguas a través de los diferentes materiales: calizas, yesos, areniscas, sales, etc.

En un ciclo hipotético los diferentes tipos de aguas, derivarían a través de una serie de pasos, como se indica en el diagrama de Piper, desde tipos de aguas bicarbonatadas en relación con materiales calcáreos hasta el término final definido por el tipo ClNa y SO_4Na . Complementariamente se ha propuesto una hipotética secuencia, en la que se pretende reconstruir las diferentes características que puede adoptar el agua, según la diferente mineralogía de los estratos, que en conjunción con el continuo flujo del agua, originaría desequilibrios y consiguientes modificaciones de composición, por imposiciones sucesivas de una nueva mineralogía y condiciones termodinámicas.

IV.3 Variaciones Composicionales de los Fluidos Geotérmicos

La mayoría de los fluidos geotérmicos inician el ciclo de descarga-recarga, como agua meteórica. El agua meteórica se caracteriza generalmente bajo un punto de vista químico por la presencia de CO_3HCa a CO_3HMg . En los contextos donde las pizarras y las arcillitas son abundantes, dicha agua meteórica puede también estar caracterizada por la presencia de CO_3HNa a $\text{Na CO}_3\text{H-SO}_4$. Las concentraciones de B y Li son bajas, mientras que la concentración de F es alta, con respecto a las aguas termales. A medida que el fluido se calienta reacciona con la roca dando lugar a varios cambios, como por ejemplo incrementa el contenido Na, K, Li, B, SiO_2 y Cl, mientras que disminuye el contenido en Ca y Mg. Los cambios en la concentración de CO_3H y SO_4 son variables. Algunos gases disueltos incrementan su concentración debido al incremento de presión y a las reacciones que tienen lugar en el subsuelo. El incremento de la temperatura altera la proporción de sodio a potasio. A medida que el tiempo de circulación de los fluidos incrementa el contenido en tsd (total de sólidos disueltos) asciende de 5.000 hasta los 10.000 mg/l, las concentraciones de Ca, SO_4 , CO_3H y F, incrementarán por encima de los valores correspondientes al agua meteórica, mientras que la concentración de Mg tenderá a disminuir por debajo de 0.5 mg/l.

Alrededor de yacimientos geotérmicos profundos de alta temperatura del tipo C1Na es posible la existencia de varios tipos de fluidos periféricos o suprayacentes. Estos fluidos son del tipo ácido SO_4 , $\text{Na CO}_3\text{H-SO}_4$, y fluidos mixtos. En las Tablas 4.2 y 4.3 se presentan ejemplos de fluidos con estas composiciones.

El mecanismo responsable de la creación de aguas ácidas SO_4 es la solución de vapor y gas dentro de las aguas meteóricas. En las figuras 4.15 a 4.20 se presentan algunos ejemplos de distintas configuraciones geológicas en las cuales se ha demostrado la existencia de aguas ácidas SO_4 . Un fluido con concentración de C1Na en ebullición, produce vapor rico en SH_2 y CO_2 . Cuando dichos gases se ponen en contacto con agua meteórica, se hidratan, ionizan y/o se oxidan. Todos los procesos anteriormente mencionados dan lugar a la formación de agua meteórica ácida calentada. La composición de

dichos fluidos estará en concordancia con la cantidad de vapor y gas que se les haya añadido. Las composiciones variarán también de acuerdo a la cantidad de reacción que dichos gases ácidos hayan tenido con la roca encajante.

Cuando un agua ácida SO_4 reacciona con la roca, incrementa su concentración en todo tipo de iones. Durante los procesos de disolución, la acidez del fluido es neutralizada. Esto da lugar a un fluido neutro (pH aproximadamente 7.0) con un carácter $\text{Na CO}_3\text{H-SO}_4$.

Las mezclas de fluidos son el resultado de la comunicación hidrológica entre los tres tipos de fluidos termales y las aguas meteóricas. Los métodos de interpretación de mezclas de fluidos se discuten en capítulos posteriores.

IV.4 Procesos que Afectan al Quimismo de los Fluidos Geotérmicos

IV.4.1 Procesos de Mezclas.

Muchos de los procesos físicos pueden afectar a la composición de un fluido geotérmico durante su ascenso desde las profundidades del yacimiento hasta las fuentes termales de la superficie. Entre dichos procesos físicos hay que incluir la pérdida de calor por conductividad, procesos de dilución con agua meteórica, y ebullición. El efecto químico derivado del enfriamiento conductivo es generalmente despreciable, sin embargo, es la base para la formación de muchos de los geotermómetros (cationes) corrientemente en uso. Sin embargo, si el proceso de enfriamiento es suficientemente largo, los porcentajes de sodio/potasio/calcio pueden ajustarse, y puede que se pierda la sílice. Estos cambios suceden en raras ocasiones a menos que los fluidos se enfrien más de 100°C . Un indicador del proceso de enfriamiento conductivo es la presencia de fuentes termales con similar contenido en cloro y distintas temperaturas.

Las aguas calientes ascendentes pueden mezclarse con aguas frías bien existentes en la parte superior o en las partes marginales de los sistemas geotérmicos. La temperatura de la mezcla resultante puede ser superior o inferior a la temperatura de ebullición a la

presión atmosférica, y puede que como resultado de la mezcla haya una reequilibración química, parcial o completa. Dicho reajuste químico existirá con mayor probabilidad si la temperatura del fluido después del proceso de mezcla es superior a los 100°C.

Algunas indicaciones de que han habido procesos de mezcla son las siguientes:

- (1) variaciones en el contenido en cloro de fuentes en ebullición, demasiado grandes para que puedan ser explicadas por pérdidas de vapor;
- (2) variaciones en el porcentaje de elementos tales como B/Cl;
- (3) variaciones en el contenido de isótopos de oxígeno e hidrógeno (especialmente tritio);
- (4) fuentes frías con gran cantidad de flujo y temperaturas muy superiores (mayores que 50°C) indicadas por los geotermómetros químicos;
- (5) variaciones sistemáticas de la composición de las fuentes y de las temperaturas.

Generalmente, el agua fría estará más diluida que el agua más caliente. Sin embargo, en algunas ocasiones los componentes del agua fría pueden estar más concentrados que los del agua caliente, tales como allí donde el agua oceánica o el agua de un lago salino cerrado se mezcla con aguas calientes ascendentes. Las indicaciones arriba expuestas sobre la existencia de procesos de mezclas pueden demostrarse por diferentes composiciones en fuentes cercanas o por variaciones estacionales en una sola fuente.

Aunque la existencia de mezclas de aguas hace que la interpretación geoquímica se complique, se han desarrollado varias técnicas para resolver esta situación (Fournier y Truesdell, 1974; Truesdell y Fournier, 1977; Fournier, 1977). Algunas de estas técnicas se describen en los párrafos siguientes.

IV.4.2 Procesos de Ebullición.

Los procesos de ebullición de los fluidos termales tanto en superficie como en profundidad dan también lugar a cambios físicos y químicos en dichos fluidos. El enfriamiento de un fluido en ebullición es el cambio más obvio. Además, se originará una concentración de los constituyentes químicos no volátiles. La pérdida del CO_2 de la fase vapor, dará lugar generalmente, a un aumento del pH de aproximadamente 7,5 a 8,5 y a una pérdida de Ca como resultado de la deposición de calcita. En los sistemas de temperatura media, estos efectos son principalmente fenómenos superficiales. En los sistemas de alta temperatura, el vapor puede provenir de los procesos de ebullición del subsuelo. Este vapor puede también afectar la composición del agua meteórica.

La ebullición de un fluido termal y la mezcla de fluidos termales y no termales, son procesos que modifican el carácter de alta temperatura de los fluidos geotérmicos. En consecuencia estos procesos deben ser analizados por especialistas. Los comentarios que a continuación se incluyen sobre los procesos de ebullición y mezclas, pretenden sintetizar dichos fenómenos:

1. En general, la ebullición incrementa el pH, la actividad del Cl^- , y posiblemente el estado de oxidación ($f\text{O}_2$), y hace decrecer las concentraciones de CO_2 y SH_2 en la solución, así como la temperatura de la solución.
2. El incremento del pH, se traduce en una reducción de la solubilidad de la mayoría de los minerales.
3. Con las excepciones de calcita y anhidrita, una reducción de la temperatura viene acompañada de una reducción de la solubilidad de la mayoría de los minerales.
4. En algunos casos, las rocas encajantes pueden proporcionar suficiente calor para equilibrar el calor de vaporización y mantener la isoterma de la ebullición (Figura 4.21).

5. La mayor parte de los episodios de ebullición son isoentálpicos más que isotérmicos. En otras palabras, se conserva el calor de forma que la entalpía del líquido y vapor después de la ebullición, sea igual que la entalpía del líquido antes de la ebullición. Por consiguiente, la solución normalmente cederá calor a la fase vapor y se enfriará.
6. En general, por debajo de los 250°C, las soluciones se enfrían a una velocidad de aproximadamente 5°C por ciento del agua transferida a la fase vapor. Entre los 250°C y los 300°C la velocidad es de aproximadamente 2°C por ciento.
7. La pérdida de gases en el paso de líquido a vapor tiene lugar más rápidamente en los sistemas abiertos que en los sistemas cerrados, particularmente cuando las temperaturas son bajas (figuras 4.22 y 4.23).
8. Los sistemas en ebullición abiertos, tienden a oxidar las soluciones mediante la removilización de los componentes reductores (SH_2 , CH_4 , H_2) de las soluciones más rápidamente que sus contrapartidas volátiles (SO_4^{2-} , SO_2 , CO_2). Este efecto es más pronunciado a baja temperatura y cuando el equilibrio f_{O_2} está controlado por un cambio rápido del porcentaje CO_2/CH_4 (figuras 4.22 y 4.23).
9. Los procesos de ebullición tienden a incrementar el pH mediante la removilización de la solución de las especies ácidas volátiles (CO_3H_2 , SH_2). El proceso de incremento del pH es más efectivo para soluciones a bajas temperaturas ($<300^\circ\text{C}$) con un pH inicial mayor que 4 y un contenido elevado en ácidos volátiles.
10. A temperaturas superiores (por ejemplo, 350°C) los porcentajes de volátiles son bajos dando lugar a que los gases ácidos se disuelvan lentamente en la fase vapor.
11. El punto de ebullición del agua a una cierta temperatura, se presenta a profundidades mayores según incrementa la concentración de CO_2 en el agua (Figura 4.24).

12. Los gradientes de temperatura en los sistemas que contienen CO_2 son generalmente muy inferiores que los correspondientes a los sistemas con contenido bajo en gas o sin gas (figuras 4.24 y 4.25).
13. El punto de ebullición del agua a una determinada temperatura se encuentra a menos profundidad, cuando incrementa la salinidad del agua.
14. La transferencia de calor puede tener lugar entre la fase vapor y el agua subterránea local, o entre la fase líquida y el agua subterránea produciendo una rápida interacción o quizás la ebullición del nivel freático.
15. Por encima de las zonas de ebullición, debe ser común la presencia de áreas que muestren lixiviación ácida, pero este fenómeno no ocurre en las zonas de mezcla.
16. Los procesos de ebullición son generalmente favorables a la deposición de óxidos, metales nativos, sulfuros, cuarzo y en menor extensión para la deposición de carbonatos y sulfatos (Figura 4.26).
17. Los cambios Redox y de pH durante los procesos de mezcla de soluciones calientes y frías están generalmente subordinados a los efectos de enfriamiento, los cuales, generalmente, dan lugar a deposiciones importantes de sulfuros, metales nativos y óxidos.
18. Las soluciones frías actúan principalmente como un refrigerante reduciendo la solubilidad de la mayoría de los minerales metálicos disueltos en las soluciones calientes.
19. La deposición de sulfatos es función del contenido en sulfato de la solución fría.

20. Los carbonatos tienden a ser disueltos a menos que los procesos de mezcla vengan acompañados por un incremento importante del pH.

21. Los procesos de mezcla tienden a suavizar los gradientes de salinidad y temperatura. Las representaciones gráficas temperatura-composición deben aproximarse a líneas rectas.

IV.5 Relaciones entre los Fluidos Hidrotermales y los Tipos de Rocas

IV.5.1 Origen de las Aguas y Elementos Disueltos.

El origen de los elementos químicos en las aguas termales naturales, ha sido discutido ampliamente. La opinión de que las aguas de las fuentes volcánicas provienen enteramente de fluidos magmáticos, no está de acuerdo con la evidencia de las determinaciones del porcentaje de isótopos de hidrógeno y oxígeno (Craig, 1963; White, 1974), ni con la evidencia sobre las composiciones de los gases inertes disueltos. Hay suficientes datos cuantitativos para determinar que las aguas termales de alta temperatura tienen predominantemente un origen en agua meteórica local, pero los métodos de análisis no excluyen la posibilidad de que un 5 a un 10% de otros tipos de aguas puedan estar presentes.

Facca y Tonatti (1964) sugirieron que el dióxido de carbono, sulfuro de hidrógeno, hidrocarburos y amoníaco, todos ellos presentes en los vapores del campo de Larderello, podrían provenir de simples reacciones de descomposición en las rocas sedimentarias calientes. Ellis y Mahon (1964, 1967) demostraron, mediante experimentos de laboratorio, que los elementos típicos en las aguas naturales de alta temperatura pueden ser originados a partir de reacciones simples de las rocas volcánicas y el agua dentro de un sistema geotérmico. Los autores anteriormente citados, demostraron que las concentraciones de los elementos constituyentes de las rocas más importantes, tales como el Si, Na, K, Ca, Mg, Al, Fe y Mn, están controladas en la disolución por el equilibrio mineral/solución, dependiente de la presión y de la temperatura y que otros constituyentes tales como el fluor, carbonato y sulfato, estaban limitados

a la formación de sales solubles. Incluso antes de que haya una alteración hidrotermal apreciable, hay una alteración apreciable en cuanto a proporción de cloro, boro, amoníaco, fluor y arsénico, proveniente de las rocas, lo cual es un hecho importante que sugiere que dichos elementos (y posiblemente otros) no se mantenían enteramente dentro de la estructura cristalina de los principales constituyentes de las rocas, sino que estaban concentrados en material intercristalino.

La química que regula los procesos que pueden establecerse entre los fluidos hidrotermales y los materiales geológicos es muy compleja, aún cuando puede plantearse en parte en base a las reacciones que afectan a los fluidos (agua) en estado de sobresaturación o subsaturación, en relación con las fases sólidas o gaseosas a determinadas temperaturas.

Las reacciones de estado pueden calcularse mediante el planteamiento de modelos de equilibrio químico entre el agua y las fases minerales estables en función de datos de observación, estratigráficos, hidrogeológicos y minerales de alteración en depósitos hidrotermales y testigos de sondeos que puedan estar implicados en el sistema hidrotermal.

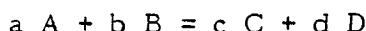
El estudio de las reacciones de equilibrio, puede ser indicativo del origen de los constituyentes disueltos y de los efectos químicos del agua subterránea en relación con procesos de solución mineral y de precipitación. Si embargo, el cálculo de los estados de saturación de las aguas naturales, en relación con los minerales del sistema entre fluido-roca, es complejo por la interacción de todos los factores que afectan a la actividad de los iones que intervienen en la solución de equilibrio.

Una aproximación para soluciones acuosas multicomponentes, puede plantearse mediante la coexistencia de fases complejas, cuya formulación puede describirse mediante expresiones de acción de masas, en las que los coeficientes de actividad de los iones simples y complejos, pueda definirse en base a ecuaciones solamente dependientes de la temperatura, fuerza iónica y composición del fluido.

El cálculo de los coeficientes de actividad, en base al posible número de iones y minerales que se presentan en solución, requiere un tratamiento numérico para la resolución simultánea de ecuaciones, solamente abordable mediante métodos computarizados. El programa actualmente más utilizado para el cálculo de los equilibrios químicos en aguas naturales es el WATEQF, versión actualizada del programa original WATEQ, escrita en 1973 por A.H. Truesdell y B.F. Jones.

IV.5.2 Parámetros Termodinámicos.

En un sistema de equilibrio, la actividad de las fases presentes se establece mediante la ecuación de equilibrio de la ley de acción de masas. En una ecuación de forma general



donde las letras minúsculas indican el número de moléculas (coeficiente estequiométrico) de las especies químicas representadas por las letras mayúsculas, la ecuación de acción de masas sería:

$$K = \frac{|C|^c \cdot |D|^d}{|A|^a \cdot |B|^b}$$

siendo K la constante de equilibrio de la ecuación y los valores $|$ supondrían la actividad de los componentes en solución, la cual solamente en diluciones muy elevadas podría ser equiparable a la molaridad de los solutos.

La constante K es asimismo dependiente de la presión y de la temperatura y por consiguiente relacionable con la ecuación que define la energía libre de Gibbs ΔG_r^0 mediante la expresión:

$$\Delta G_r^0 = -2.303 R T \log K$$

El valor de entalpía o calor de reacción a presión constante (p), viene definida como ΔH por la ley de Van't Hoff:

$$\left(\frac{\int \log K}{\int T} \right)_p = \frac{\Delta H}{R T^2}$$

donde R es la constante de los gases y T es la temperatura absoluta.

La utilización de esta ecuación está condicionada por los datos experimentales de equilibrio obtenidos de las medidas calorimétricas de sistemas termoquímicos. La compilación de los valores "estándar" de las energías libres de formación, entalpías y otros parámetros termoquímicos, ha sido realizada por el National Bureau of Standards, y en el programa WATEQF se incluyen todos los datos recientemente publicados con reacciones fluido-agua en zonas próximas a la superficie.

IV.5.3 Coeficientes de Actividad.

En el límite de la dilución infinita, las relaciones de actividad y concentración tienden a igualarse, ya que en los iones en solución, la actividad iónica se aproxima a los valores de concentración iónica y por consiguiente el coeficiente de actividad se aproxima a la unidad. Pero en las soluciones reales de concentración finita, el coeficiente de actividad no equivale a la molalidad de cada ión en solución, por lo que hay que establecer su equivalencia mediante el coeficiente de actividad. De forma generalizada, se expresa:

$$a_i = \gamma_i m_i$$

siendo a_i la actividad, γ_i el coeficiente de actividad iónica y m_i la molalidad.

Para el cálculo del coeficiente de actividad iónica, la ecuación más generalizada es la de Debye-Hückel.

$$\log \gamma_i = \frac{A z_i^2 \sqrt{I}}{1 + a_i B \sqrt{I}}$$

donde z_i es la carga iónica, a_i^1 es el diámetro efectivo del ión en la solución, I es la fuerza iónica y A , B , dos constantes dependientes de la temperatura, densidad y constante dieléctrica.

El cálculo de la fuerza iónica estequiométrica I , se establece según la relación:

$$I = \frac{1}{2} \sum_i m_i z_i^2$$

que se extiende a la sumatoria del producto de la molalidad (m_i) por el cuadrado de la carga iónica.

Los parámetros constantes A y B , se definen en base a la temperatura absoluta T , densidad del agua d y la constante dieléctrica ϵ .

$$A (T) = \frac{1.8246 \cdot 10^6 d^{\frac{1}{2}}_{H_2O} (T)}{(\epsilon T)^{3/2}}$$

$$B (T) = \frac{50.29 \cdot 10^8 d^{\frac{1}{2}}_{H_2O} (T)}{(\epsilon T)^{\frac{1}{2}}}$$

Los valores expresados en moles para rangos de temperatura comprendidos entre 25°C y 350°C de los parámetros electrostáticos de Debye-Hückel A y B , han sido recopilados por Helgenson (1967).

Para soluciones no muy saturadas, la relación de Debye-Hückel para el cálculo del coeficiente de actividad iónica, puede simplificarse en la expresión:

$$-\log \gamma_i = A \cdot z_i^2 \cdot I^{\frac{1}{2}}$$

en la que generalmente el valor de $I < 0.02$, por lo que el coeficiente de actividad, dependerá fundamentalmente de la fuerza iónica (z_i) de la constante A .

IV.5.4 Constantes de Equilibrio en Soluciones Acuosas con Carbonatos y Sulfatos.

Los sistemas hidrotermales en relación con materiales sedimentarios, con predominio de carbonatos y materiales evaporíticos de tipo anhidrita, son controlados por relaciones y constantes de equilibrio específicas, que afectan a las reacciones de equilibrio que intervienen en el sistema. A continuación se presentan dichas relaciones, así como los valores de pK (constantes de equilibrio) para los rangos de temperatura indicados.

Constantes de equilibrio para reacciones de sulfatos y carbonatos en soluciones acuosas (a, Helgeson, 1967; b, Helgeson, 1969):

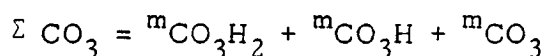
		<u>pK(= - log K)</u>		
		<u>25°C</u>	<u>100°C</u>	<u>150°C</u>
(1)	$\text{CO}_3\text{Ca} = \text{Ca}^{++} + \text{CO}_3^{=}$; $K_c = \frac{ \text{Ca}^{++} \text{CO}_3^{=} }{}$	8.37	9.39	10.25 (b)
(2)	$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{CO}_3\text{H}_2$; $K_p = \frac{ \text{CO}_3\text{H}_2 }{P_{\text{CO}_2}}$	1.46	1.99	2.07 (a)
(3)	$\text{CO}_3\text{H}_2 = \text{H}^+ + \text{CO}_3\text{H}^-$; $K_1 = \frac{ \text{H}^+ \text{CO}_3\text{H}^- }{ \text{CO}_3\text{H}_2 }$	6.35	6.45	6.77 (a)
(4)	$\text{CO}_3\text{H}^- = \text{H}^+ + \text{CO}_3^{=}$; $K_2 = \frac{ \text{H}^+ \text{CO}_3^{=} }{ \text{CO}_3\text{H}^- }$	10.33	10.12	10.37 (a)
(5)	$\text{SO}_4\text{Ca} = \text{Ca}^{++} + \text{SO}_4^{=}$; $K_a = \frac{ \text{Ca}^{++} \text{SO}_4^{=} }{}$	4.70	5.63	6.35 (b)

Cuando la calcita es el mineral hidrotermal predominante en el sistema, ello implica que las aguas termales deben estar en equilibrio con el carbonato cálcico, y que los procesos de precipitación de calcita y aragonito en surgencias y fracturas, indicarían que el fluido hidrotermal estaba sobresaturado en carbonatos y/o procesos químicos relacionados con cambios rápidos de pH y de presión parcial de

CO₂, serían responsables de las variaciones químicas que afectan al sistema. La conjunción de estos dos factores (pH y P^PCO₂) controlan la precipitación de carbonatos, en relación con un brusco descenso de la presión de CO₂ y simultáneo incremento del pH.

En los sistemas hidrotermales dominantes agua-calcita, el cálculo de los valores de pH, a partir de los datos analíticos, es de gran importancia para determinar el grado de saturación y condiciones de equilibrio en el sistema hidrotermal en profundidad.

El total de las especies carbonatadas disueltas es:



donde m_i representa los contenidos en moles de las especies minerales que intervienen en la ecuación. Cuando el valor del pH es bajo (pH < 10), el último término puede ser despreciado y aplicadas las constantes de equilibrio y los coeficientes de actividad γ de la Tabla, la ecuación anterior se expresaría:

$$\Sigma \text{CO}_3 = \frac{K_c}{m_{\text{Ca}^{2+}} + \gamma_{\text{Ca}^{2+}}} \left(\frac{|\text{H}^+|^2}{K_1 K_2} + \frac{|\text{H}^+|}{K_2 \gamma_{\text{CO}_3\text{H}^-}} \right)$$

de donde puede derivarse el valor de concentración (H⁺) y de la actividad pH = -log (H⁺).

$$|\text{H}^+| = \frac{1}{2} \left(\frac{K_1}{\gamma_{\text{CO}_3\text{H}^-}} + \sqrt{\left(\frac{K_1}{\gamma_{\text{CO}_3\text{H}^-}} \right)^2 + \frac{4 K_1 K_2}{K_c m_{\text{Ca}^{2+}} + \gamma_{\text{Ca}^{2+}} \Sigma \text{CO}_3}} \right)$$

La introducción en la ecuación de los valores catiónicos Ca⁺ y de las especies carbonatadas proporcionaría el valor del pH del agua termal, en base a los contenidos en solutos reflejo del equilibrio alcanzado en su circulación profunda. Cuando los valores de pH del agua termal se encuentran entre los límites de las constantes de equilibrio pK₁ - pK₂, el pH del sistema puede definirse como:

$$\text{pH} = \log \frac{K_c}{K_2} - \log m_{\text{Ca}^{2+}} \cdot \gamma_{\text{Ca}^{2+}} - \log \Sigma \text{CO}_3 \cdot \gamma_{\text{CO}_3\text{H}^-}$$

donde CO_3 es igual a $m \text{CO}_3\text{H}^-$. Si los valores calculados son menores que la constante de equilibrio $\text{p}K_1$, la ecuación referente al pH del sistema hidrotermal se define por:

$$\text{pH} = \frac{1}{2} \left(\log \frac{K_c}{K_1 K_2} - \log m_{\text{Ca}^{2+}} \cdot \gamma_{\text{Ca}^{2+}} - \log \Sigma \text{CO}_3 \right)$$

donde el coeficiente de actividad para cada ión se calcula mediante la ecuación de Debye-Hückel. El otro parámetro que interviene en este tipo de sistemas (agua-calcita) es la presión parcial de CO_2 en equilibrio con el sistema. Aplicando las ecuaciones (2), (3) y (4) de la Tabla anterior, para eliminar las especies carbonatadas, la presión parcial de CO_2 puede formularse:

$$\log P_{\text{CO}_2} = \log \frac{K_c}{K_p K_1 K_2} - 2 \text{pH} - \log | \text{Ca}^{2+} |$$

sustituyendo en la ecuación el valor de pH calculado, así como la actividad del Ca a la temperatura estimada para el sistema, proporciona el valor de presión parcial de CO_2 alcanzado en condiciones profundas.

Las relaciones entre calcita-anhidrita, vienen dadas por la relación de paragénesis expresada por la ecuación:

$$\frac{K_c}{K_a} = \frac{| \text{CO}_3^{2-} |}{| \text{SO}_4^{2-} |} = 10^{-3.76} \text{ (100°C) } \sim 10^{-3.90} \text{ (150°C)}$$

donde K_c y K_a son los productos de solubilidad de la calcita y anhidrita a las temperaturas expresadas en la Tabla anterior. La

relación de actividad de $\text{CO}_3^{2-}/\text{SO}_4^{2-}$ permite establecer las condiciones de equilibrio y/o desequilibrio entre ambas fases.

La sobresaturación en anhidrita en fluidos a elevada temperatura, se relaciona con flujos convectivos de aguas subterráneas desde zonas a baja temperatura a áreas de elevada temperatura, y su migración desde el centro del sistema hidrotermal a zonas de surgencia originaría la precipitación de anhidrita. El equilibrio químico entre ambos componentes está ligado a los valores de pH de las aguas termales, así sí se elimina el CO_3^{2-} de la ecuación anterior, se obtendría la relación:

$$\frac{K_c}{K_a} = \frac{K_2 | \text{CO}_3\text{H}^- |}{| \text{SO}_4^{2-} | | \text{H}^+ |}$$

lo que permite expresar el valor de la actividad en forma logarítmica:

$$\text{pH} = \log \frac{K_c}{K_a K_2} - \log | \text{CO}_3\text{H}^- | + \log | \text{SO}_4^{2-} |$$

Esta ecuación es de gran utilidad en el estudio de sistemas hidrotermales con aguas relacionadas con materiales sedimentarios carbonatados y sulfatados. El valor del pH calculado, para el sistema en equilibrio de la calcita-anhidrita puede cotejarse con los obtenidos para los sistemas dominantes de calcita y establecerse los valores mínimos de pH asociados a los valores máximos de presión parcial de CO_2 ($\log^P \text{CO}_2$), que controlan las condiciones termodinámicas del sistema hidrotermal.

IV.5.5 Diagramas de Actividad Iónica.

Si se establece que la presencia de algunos componentes químicos mayoritarios como Na, K, Ca, Mg, etc, presentes en muestras de aguas termales, se deben a reacciones químicas que han tenido lugar entre el fluido (agua) y las rocas que atraviesan durante su

circulación profunda, es posible verificar si estas reacciones han alcanzado el equilibrio con determinados tipos de rocas y a determinadas temperaturas.

Ello se puede plantear en base a las constantes de equilibrio K para soluciones acuosas que se han establecido experimentalmente para las diferentes reacciones que tienen lugar con los minerales y especies estables que intervienen en el sistema hidrotermal y para el rango de temperaturas de interés geotérmico. A este respecto, Helgeson (1967) presenta la información experimental y teórica de las constantes de equilibrio para varias reacciones de silicatos en fases acuosas y productos de actividad de los minerales hidrotermales.

La utilización de estas constantes, permite construir gráficos bidimensionales que definen el campo de estabilidad de las rocas y minerales silicatados más comunes como: caolín, microclina, albita, micas potásicas, materiales carbonatados, etc, a diferentes temperaturas, siendo posible definir los campos de estabilidad en relación con los feldespatos y otros minerales de alteración, o bien definir los campos de variabilidad de la calcita respecto a la dolomita y las condiciones de equilibrio respecto a la anhidrita.

Algunos de estos diagramas se presentan en la Figura 4.27 para la fase líquida del sistema hidrotermal a 170°C de Campi Flegrei, en los que se expresan el logaritmo de la relación entre la actividad de cada ión independiente y la actividad del ión hidrógeno elevado a la potencia correspondiente a la carga del ión. Los valores de actividad y coeficientes de actividad se calculan en base a las expresiones anteriormente expuestas y los límites de los campos de estabilidad de las fases minerales en equilibrio se han tomado de Helgeson (1969). En el diagrama de actividad se supone que el cuarzo está siempre presente y que existen ciertos componentes que fundamentalmente condicionan el equilibrio de las aguas subterráneas. Así la adición de CO_2 en el sistema agua-roca, originaría la formación de iones carbonato-bicarbonato y condicionaría el valor de la presión parcial de CO_2 , Figura 4.27 D, responsable de la posible precipitación de la calcita y ausencia de otras fases minerales como las epidotas (zoisita). El punto proyectivo representa la composición de la

fase líquida de la manifestación termal, en equilibrio con las diferentes fases minerales: micas-K, feldspatos-K, montmorillonita-Na, albita, clorita, calcita y cuarzo, indicando su estabilidad con los minerales indicados, pero no proporciona información sobre la cantidad de las fases minerales presentes.

El sistema hidroquímico de mayor utilización es el $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_4\text{H}_4 - \text{H}_2\text{O}$, con representación de los campos de estabilidad del caolín, microclina, albita, con rangos de temperatura de 25 - 50 - 150 - 200°C como se presenta en la Figura 4.28, que cubrirán los rangos normales de temperatura tanto de surgencia como profundas y/o calculadas en relación con los contenidos catiónicos de sodio y potasio, elementos implicados en los sistemas hidrotermales.

Los puntos proyectivos representarían diferentes tipos de aguas, cloruradas-sódicas o sulfatadas bicarbonatada-sódico cálcica con temperaturas de surgencia entre los 30 - 50°C y temperaturas calculadas máximas de aproximadamente 150°C. La distribución de los puntos proyectivos dentro del diagrama de actividad pondría en evidencia que todas las muestras se presentan en estabilidad con el caolín y en todos los rangos de temperatura propuestos, adoptando una disposición lineal con muestras de mayor salinidad proyectadas hacia los campos con fases minerales de mayor temperatura. En este caso podría suponerse la existencia de una evolución del sistema hídrico desde situaciones de posible circulación superficial a otros tipos proyectados en el extremo superior, en relación con circulaciones más profundas y en relación con temperaturas superiores a las medidas en superficie.

Otro de los sistemas utilizados es el $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_4\text{H}_4 - \text{H}_2\text{O}$ con representación conjunta de los campos de estabilidad del caolín y micas cálcico-magnésicas así como de la calcita-dolomita y de la anhidrita. En la Figura 4.29 se presentan los diagramas de actividad, para valores de saturación de sílice y temperaturas de surgencia de 25 - 50°C, con el fin de establecer la coexistencia con las diferentes fases minerales en equilibrio.

Los puntos proyectivos correspondientes a los contenidos catiónicos de los terminos $\log (a \text{Mg}^{++}/a^2 \text{H})$ y $\log (a \text{Ca}^{++}/a^2 \text{H})$, tienden a agruparse dentro del campo de estabilidad del caolín, como se había puesto de evidencia en el diagrama anterior, pero sin presentar tendencias definidas.

En cuanto al sistema dolomita-calcita, las muestras proyectadas no se presentan en equilibrio con la dolomita y por el contrario están en equilibrio o muy próximo a la anhidrita, lo que induciría a suponer una circulación más o menos profunda en relación con la presencia de niveles yesíferos.

La utilización de este tipo de diagramas de actividad, para establecer los campos de estabilidad entre minerales y fluidos hidrotermales, proporcionan información exclusivamente cualitativa, ya que en la elaboración de los diferentes datos, intervienen numerosas incertidumbres inherentes a la metodología y a los parámetros termoquímicos experimentales, aún cuando son de gran utilidad para la valoración de los componentes que intervienen en el sistema y para explicar cualitativamente las variaciones observadas en los parámetros que intervienen en los equilibrios Fluidos-Roca, causantes de los procesos de solución de los componentes hidrotermales.

REFERENCIAS CAPITULO IV

Adams, M.C., Moore, J.N., and Forster, C., 1985, Fluid flow in volcanic terrains - hydrogeochemistry of the Meager Mountain thermal system: Geothermal Resources Council, Transactions, v. 9, in press.

Andrusenko, N.I., and Moskalyuk, A.A., 1966, Experiments on the hydrothermal treatment of dolerites with a bearing on the genesis of Iceland spar deposits: *Geokhimiya*, v. 9, p. 1119-1123.

Arnorsson, S., 1975, Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland: *Am. J. Sci.*, 275, p. 763-784.

Baldi P., Ferrara, G.C., Panichi, C., 1975, Geothermal research in western Campania (Southern Italy): Chemical and Isotopic Studies of thermal fluids in Campi Flegrei, 2, U.N. Symposium on the development and use of Geothermal Resources, San Francisco, May, 19-29.

Bargar, K.E., Beeson, M.H., Fournier, R.O., and Muffler, L.J.P., 1973, Present-day deposition of lepidolite from thermal waters in Yellowstone National Park: *Am. Mineral.*, v. 58, p. 901-904.

Chelishev, N.F., 1967, Laboratory studies in the distribution of rare alkalis between potassium minerals and aqueous solutions at high temperatures and pressures: *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, v. 175, p. 205-207.

Craig, H., 1963, The isotope geochemistry of water and carbon in geothermal areas: in *Nuclear Geology on Geothermal Areas*, E. Tongiorgi, ed., Pisa: Consiglio Nazionale della Ricerca, Laboratorio di Geologia Nucleare, p. 17-23.

D'Amore, F., Scandiffio, G., Panichi, C., 1983, Some observations on the chemical classification of ground waters. *Geothermics*, v. 12, 2/3, p. 141-148.

Ellis, A.J., 1967, The chemistry of some explored geothermal systems, in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, H.L. Barnes, ed., New York: Holt, Rinehart and Winston, p. 465-514.

Ellis, A.J., 1970, Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems: *Geothermics (Special Issue 2)*, 2 (Pt. 1), p. 516-528.

Ellis, A.J., 1971, Magnesium concentrations in the presence of magnesium chlorite, calcite, carbon dioxide, quartz: *Am. J. Sci.*, v. 271, p. 481-489.

Ellis, A.J., and Mahon, W.A.J., 1964, Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 28, p. 1323-1357.

Ellis, A.J., and Mahon, W.A.J., 1967, Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions, Pt. 2: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 31, p. 519-538.

Ellis, A.J., and Giggenbach, W.J., 1971, Hydrogen sulphide ionization and sulphur hydrolysis in high temperature solution: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 35, p. 247-260.

Erd, R.C., White, D.E., Fahey, J.J., and Lee, D.E., 1964, Buddingtonite, an ammonium feldspar with zeolitic water: *Am. Mineral.*, v. 49, p. 831-850.

Facca, G., and Tonani, F., 1964, Theory and Technology of a geothermal field: *Bull. Volcanol.*, v. 27, p. 1-47.

Facca, G., and Tonani, F., 1967, The self-sealing geothermal field: *Bull. Volcanol.*, v. 30, p. 271-273.

Fournier, R.O., 1970, Silica in thermal waters: laboratory and field investigation, in *Proceedings Sympos. Hydrogeochemistry and Biogeochemistry*, v. 1, Wash., D.C.: The Clark Co., p. 122-140.

Fournier, R.O., 1977, Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems: *Geothermics*, v. 5, p. 41-40.

Fournier, R.O., 1979, Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot-springs system. *J. Volc. Geother. Res.*, v. 5, p. 1-16.

Fournier, R.O., and Rowe, J.J., 1966, Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells: *Am. J. Sci.*, v. 264, p. 685-697.

Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1973, An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 37, p. 1255-1275.

Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1974, Geochemical indicators of subsurface temperature - Part 2, estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water: *J. Res. U.S. Geol. Survey*, v. 2, p. 263-270.

Giggenbach, W.F., 1974, Equilibria involving polysulfide ions in aqueous solutions up to 240°C: *Inorg. Chem.*, v. 13, p. 1742-1730.

Helgeson, H.C., 1967, Solution chemistry and metamorphism: *Researches in Geochemistry*, v. 2, Ed. Abelson P.H., New York John Wiley & Sons. p. 362-404.

Helgeson, H.C., 1969, Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures, *Am. J. Sci.*, 267, p. 279-804.

Hem, J.D., 1970, Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water: *U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1473*, 363 p.

Henley, R.W., and Ellis, A.J., 1983, Geothermal Systems Ancient and Modern, a geochemical review: *Earth Science Reviews*, v. 19, p. 1-150.

IGME, 1981, Nuevas Técnicas Geoquímicas Aplicadas a la Prospección Geotérmica. Fondo documental del IGME: 00799.

Kitahara, S., 1960, The polymerization of silicic acid obtained by hydrothermal treatment of quartz and the solubility of amorphous silica: *Rev. Phys. Chem. Japan*, v. 30, p. 131-137.

Kusakabe, M., 1974, Sulphur isotopic variations in nature. 10. Oxygen and sulphur isotope study of Wairakei geothermal well discharges: *New Zealand J. Sci.*, v. 17, p. 183-192.

Langelier, W.F., and Ludwig, H.F., 1942, Graphical methods for indicating the mineral character of natural waters, *Jaww* 34, 335.

Mahon, W.A.J., 1964, Fluorine in the natural thermal waters of New Zealand: *New Zealand J. Sci.*, v. 7, p. 3-28.

Mahon, W.A.J., 1966, Silica in hot water discharged from drill holes at Wairakei, New Zealand: *New Zealand J. Sci.*, v. 9, p. 135-144.

Mahon, W.A.J., 1967, Natural hydrothermal systems and the reaction of hot water with sedimentary rocks: *New Zealand J. Sci.*, v. 10, p. 206-221.

Mahon, W.A.J., 1970, Chemistry in the exploration and exploitation of hydrothermal systems. *Geothermics, Spec. Iss.* 2.

Mahon, W.A.J., and Finlayson, J.B., 1972, The chemistry of the Broadlands geothermal area New Zealand: *Am. J. Sci.*, v. 272, p. 48-68.

Mahon, W.A.J., Klyen, L.E., Rhode, M., 1980, Natural sodium - bicarbonate - sulphate hot waters in geothermal systems: *Chinetsu (Journal Geothermal Energy Association)* v. 17, p. 11-24.

Piper, A.M., 1944, A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis: *Amer. Geophys. Union, Trans.*, p. 914-923.

Pryor, W.A., 1960, The kinetics of disproportionation of sodium thiosulfate to sodium sulfide and sulfate: *J. Am. Chem. Soc.*, v. 82, p. 4794-4797.

Rothbaum, H.P., and Wilson, R.D., 1977, Effect of temperature and concentration of the polymerization rate of silica in geothermal waters, in *Geochemistry 1977*, A.J. Ellis and A.P.W. Hodder, eds., Wellington, New Zealand Dept. Sci. and Ind. Res. Bulletin, v. 218, p. 37-43.

Seward, T.M., 1974, Equilibrium and oxidation potential in geothermal waters at Broadlands, New Zealand: *Am. J. Sci.*, v. 274, p. 190-192.

Struhsacker, E.M., Smith, C., and Capuano, R.M., 1983, An evaluation of exploration methods for low-temperature geothermal systems in the Artesian City area, Idaho: *Geol. Soc. Amer., Bull.*, v. 94, p. 58-79.

Tonani, F., 1970, Geochemical methods of exploration for geothermal energy. *Geothermics Spec. Iss.* 2, p. 492-515.

Tonani, F., 1980, Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. *Adv. Eur. Geoth. Res. Proc. Second. Int. Symp.*

Truesdell, A.H., and Fournier, R.O., 1977, Procedure for estimating the temperature of a hot water component in a mixed water using a plot of dissolved silica versus enthalpy: *J. Res. U.S. Geological Survey*, v. 5(1), p. 49-52.

Truesdell, A.H., and Jones, B.F., 1974, WATEQ, a Computer Program for calculating chemical equilibrio of natural waters. *Jours. Research U.S. Geol. Survey.*, v. 2, p. 233-248.

White, D.E., 1965, Saline waters of sedimentary rocks, in *Fluids in Subsurface Environments-a Symposium*, *Memoir Amer. Assn. Petrol. Geologists*, v. 4, p. 342-366.

White, D.E., 1974, Diverse origins of hydrothermal ore fluids: *Econ. Geol.*, v. 69, p. 954-973.

Yanagase, K., Yamaguchi, K., Yanagase, T., Suginochara, Y., Kozawa, S., and Yamazaki, H., 1970, Colloidal silica in hot-spring water: *Nippon Kagaku Zasshi*, v. 91, p. 1141-1148.

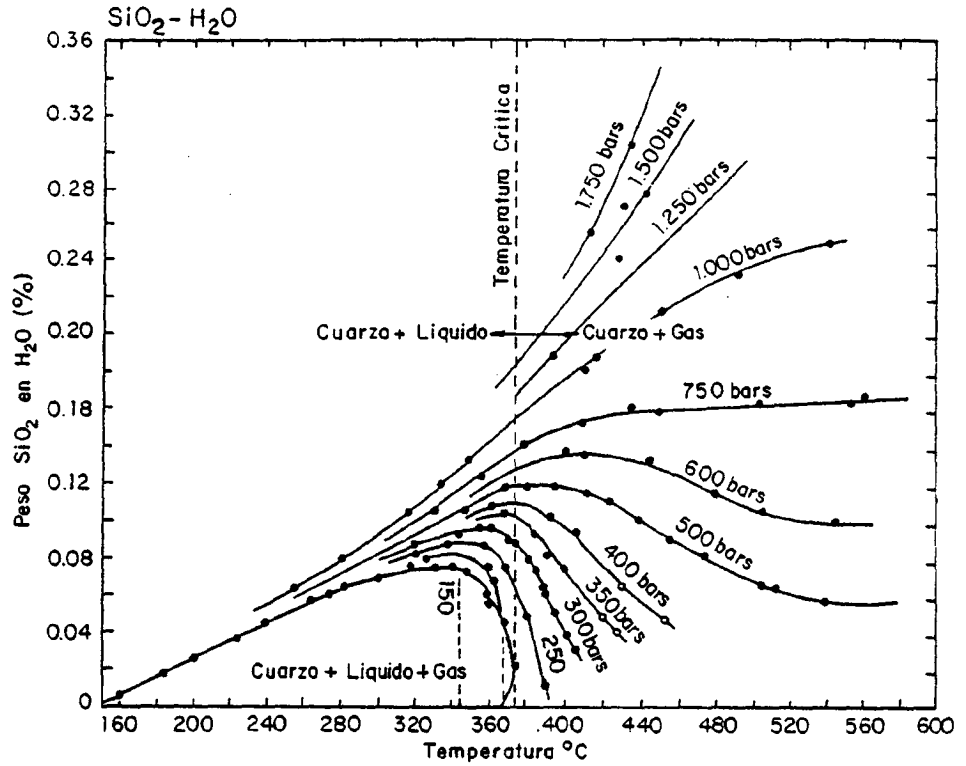


FIGURA 4.1. SOLUBILIDAD DEL CUARZO (Kennedy, 1950).

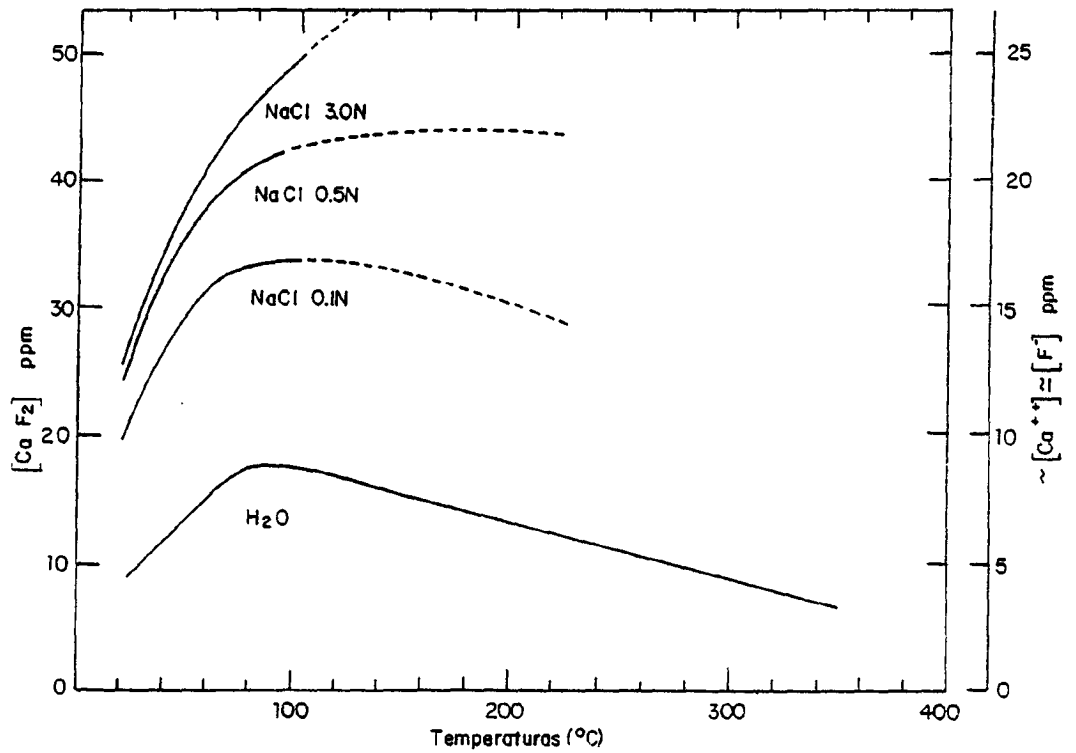


FIGURA 4.2. SOLUBILIDAD DE LA FLUORITA.

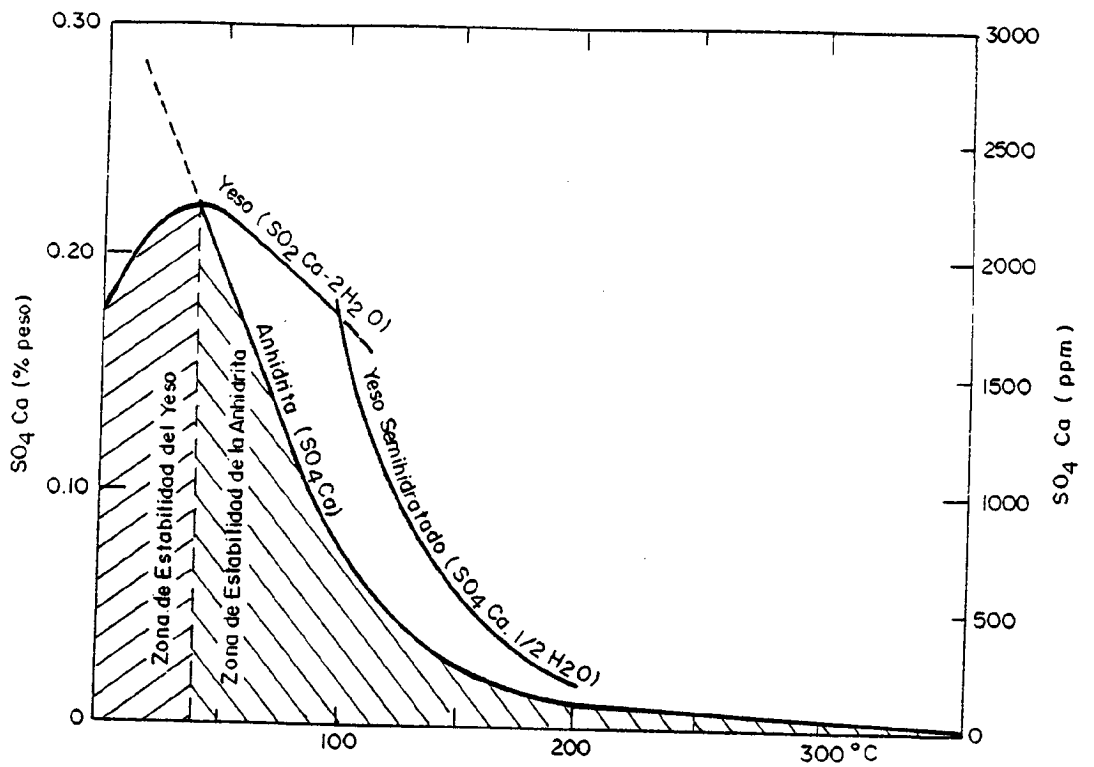


FIGURA 4.3. SOLUBILIDAD DEL $\text{SO}_4 \text{Ca}$

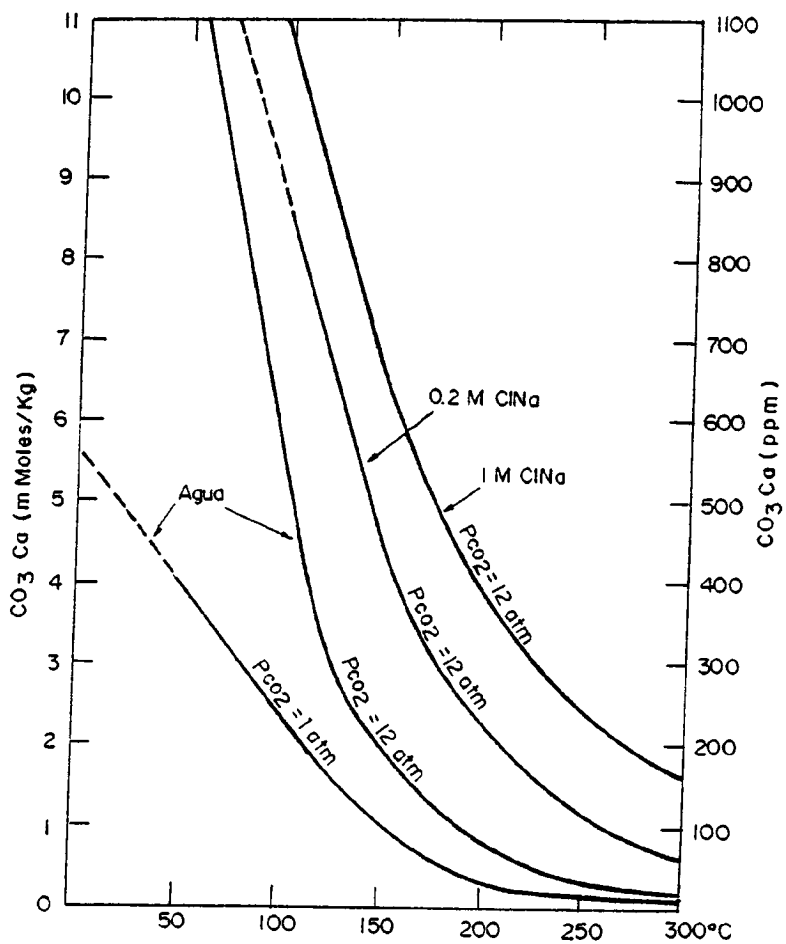


FIGURA 4.4. SOLUBILIDAD DEL $\text{CO}_3 \text{Ca}$

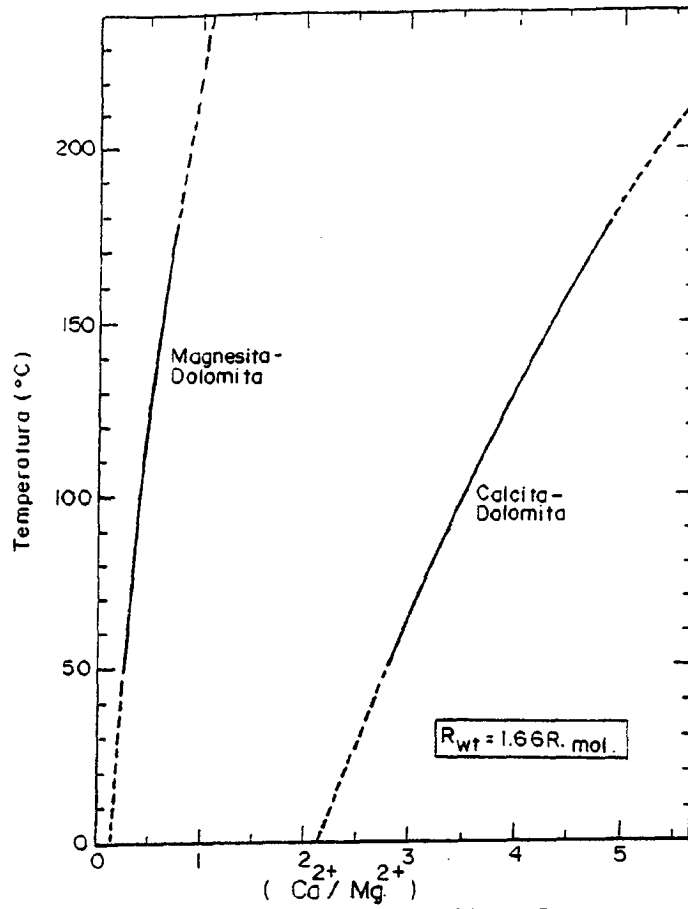


FIGURA 4.5. VARIACION Ca^{2+}/Mg^{2+} CON LA TEMPERATURA (H. E. Usdowski, 1967

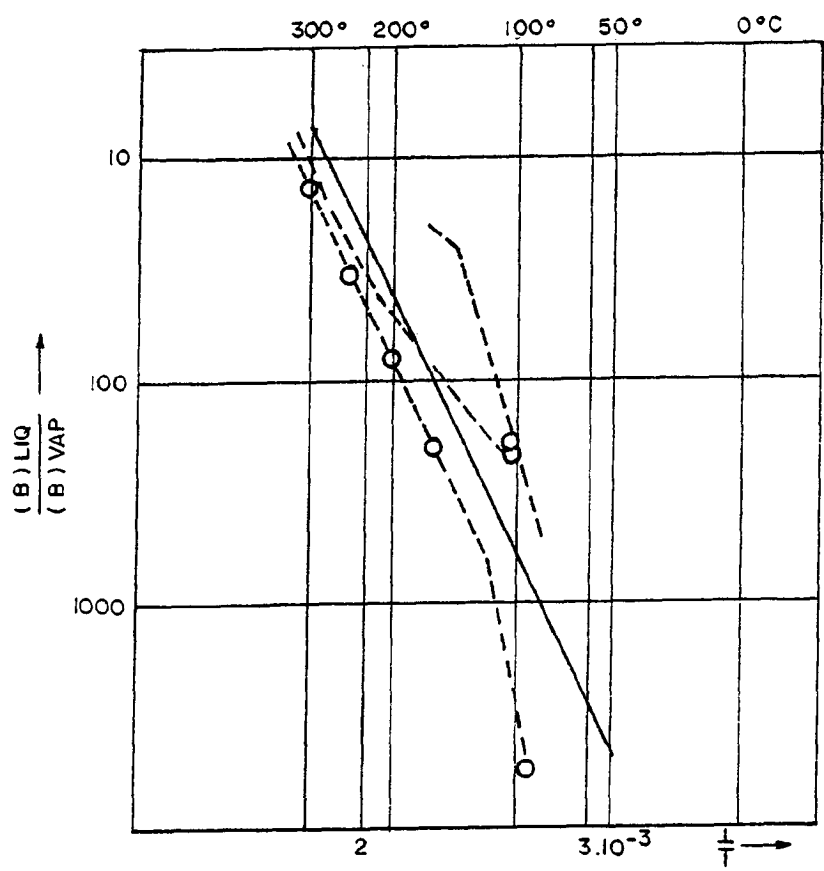


FIGURA 4.6. VARIACION DEL COEFICIENTE DE DISTRIBUCION DEL BORO ENTRE LAS FASES LIQUIDO Y VAPOR EN FUNCION DE LA TEMPERATURA

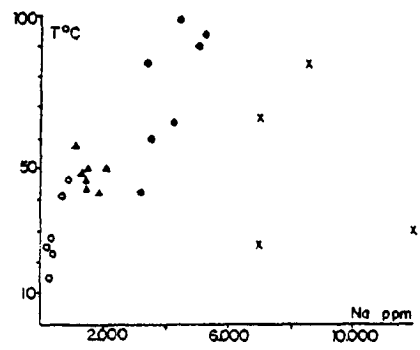
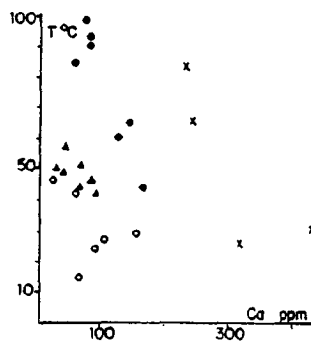
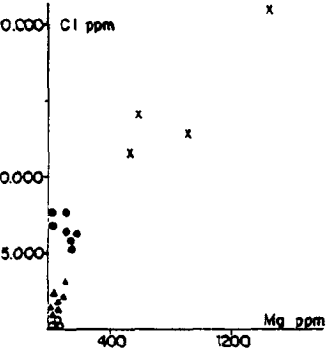
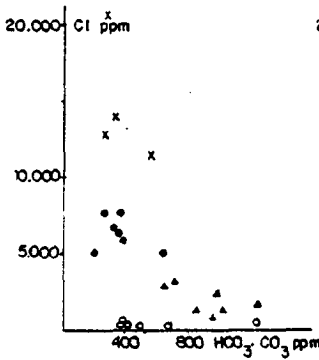
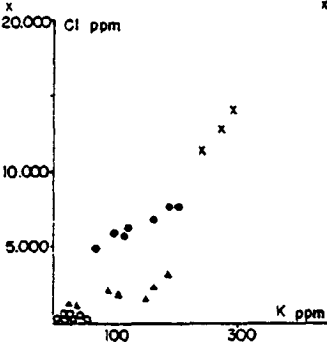
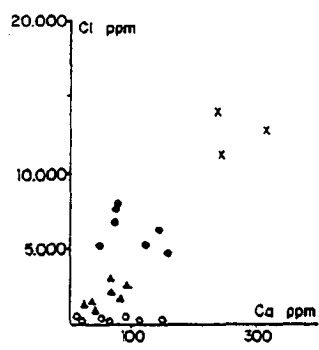
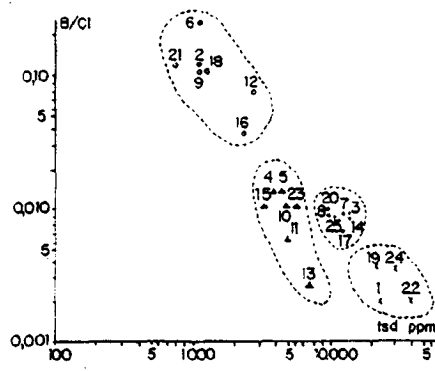


FIGURA 4.7. DIAGRAMAS BINARIOS MAS COMUNES.

- x muestras con tsd > 200.000 ppm
- muestras con tsd entre 8.000 y 20.000 ppm
- ▲ muestras con tsd entre 8.000 y 3.000 ppm
- muestras con tsd < 3.000 ppm

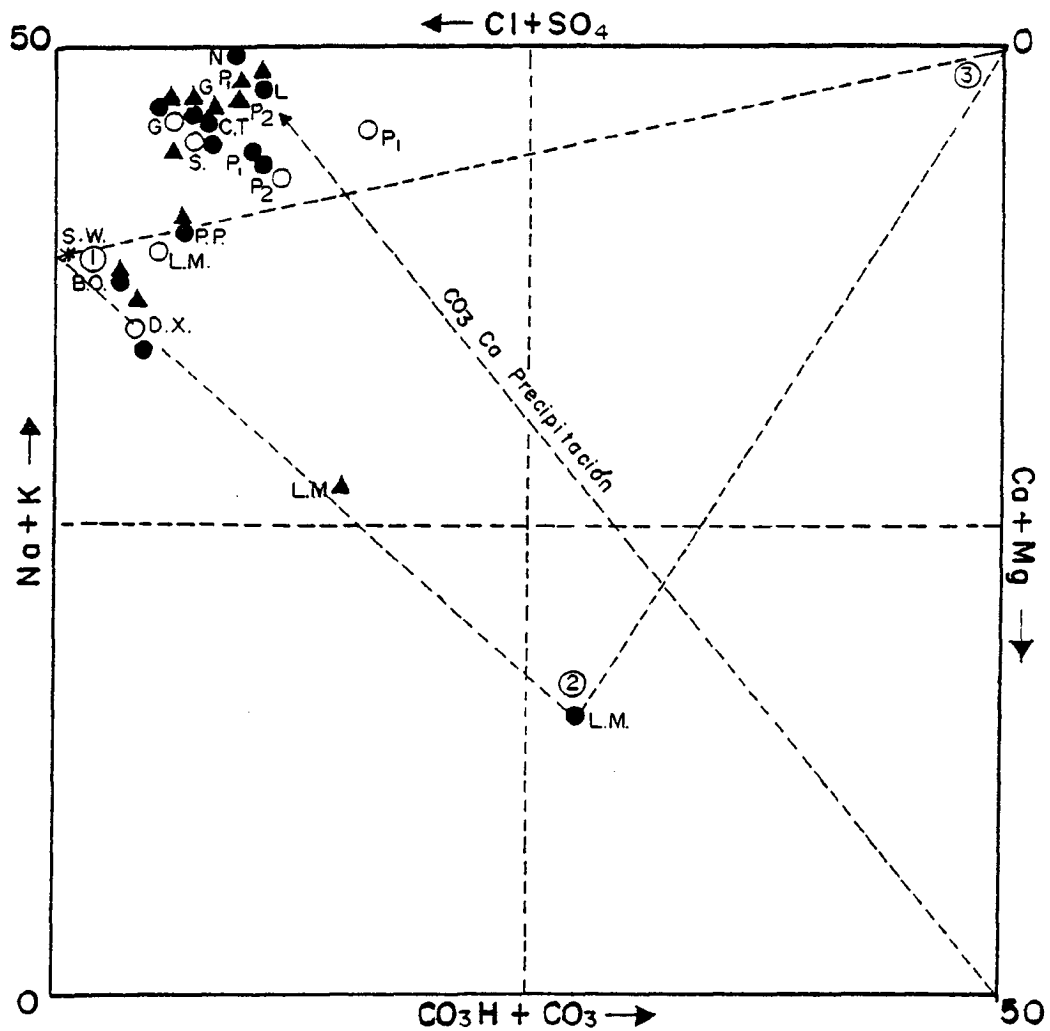


FIGURA 4.8. VALORES DE REACCION DE COMPONENTES QUIMICOS CALCULADOS SEGUN LA FORMULA :

$$\text{Valores de Reacción de } X = \frac{\text{Concentración } x \text{ (eq/l)}}{\text{Suma de Concentración (eq/l)}} \times 100$$

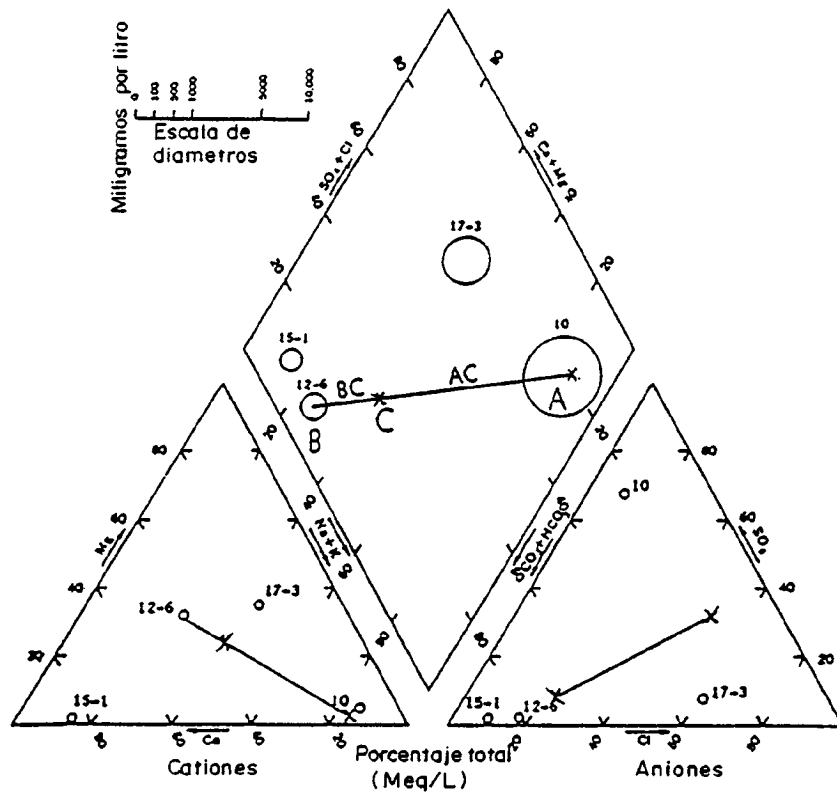


FIGURA 4. 9. DIAGRAMA DE PORCENTAJES IONICOS

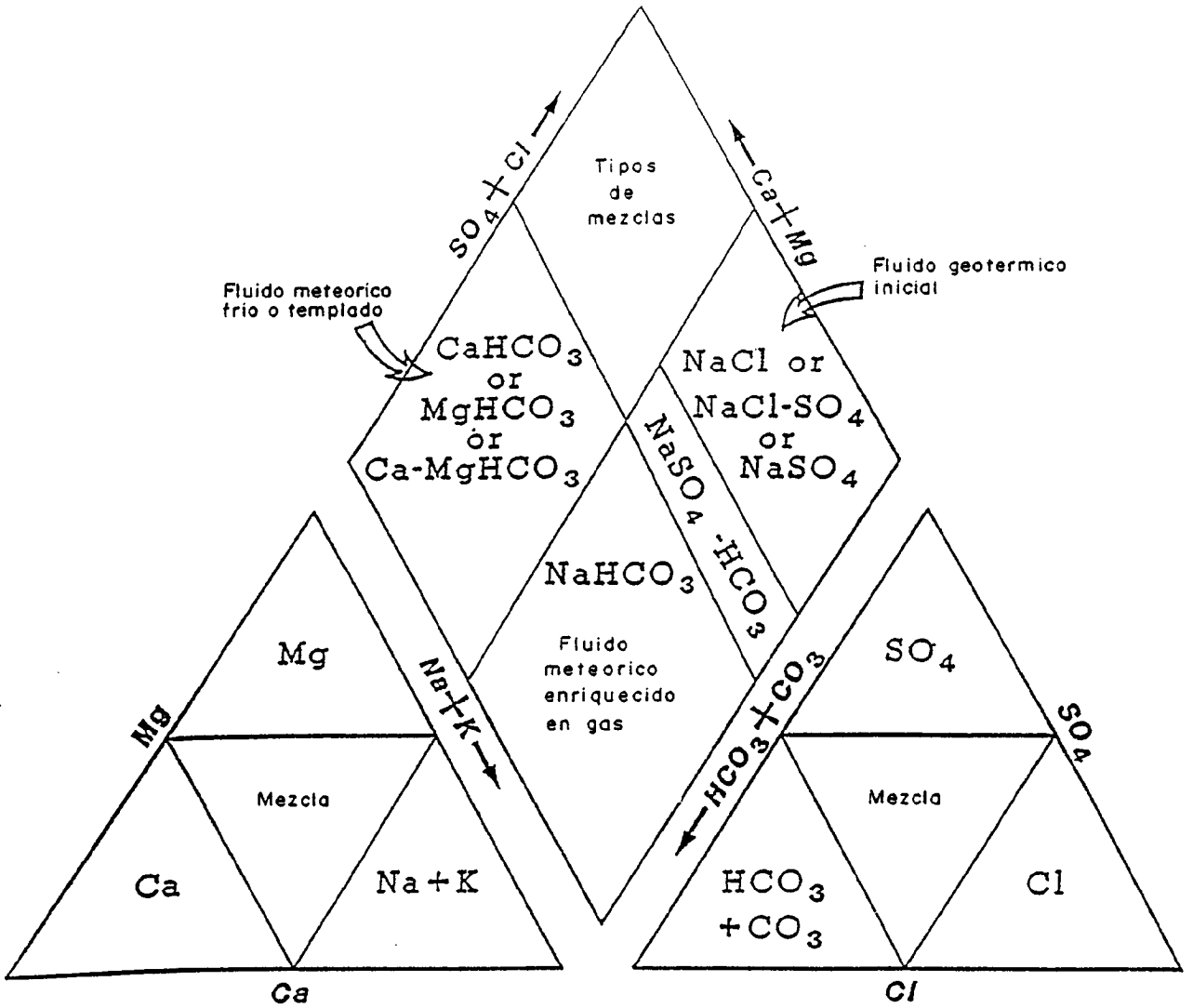


FIGURA 4.10. DIAGRAMAS DE MEZCLAS

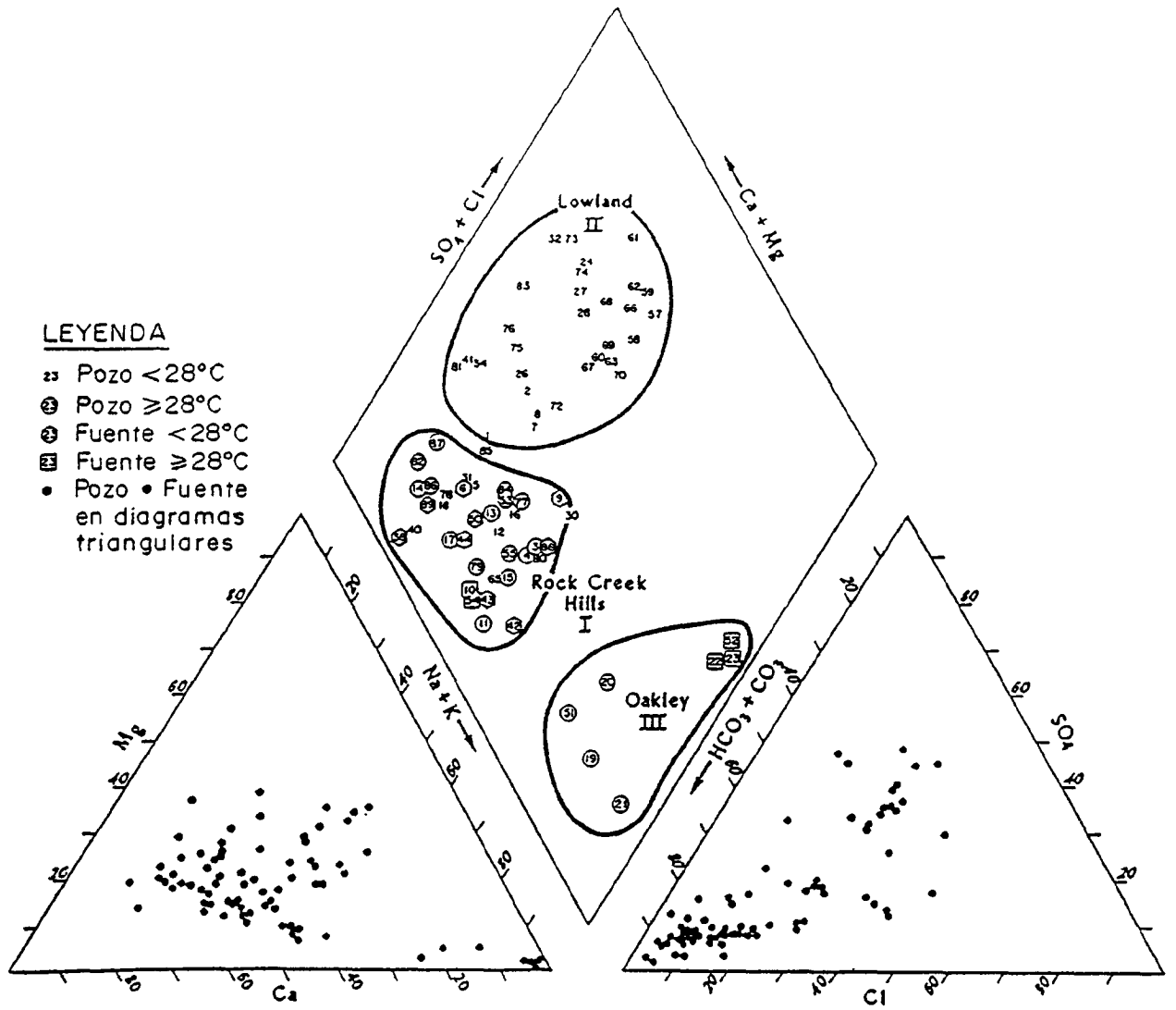
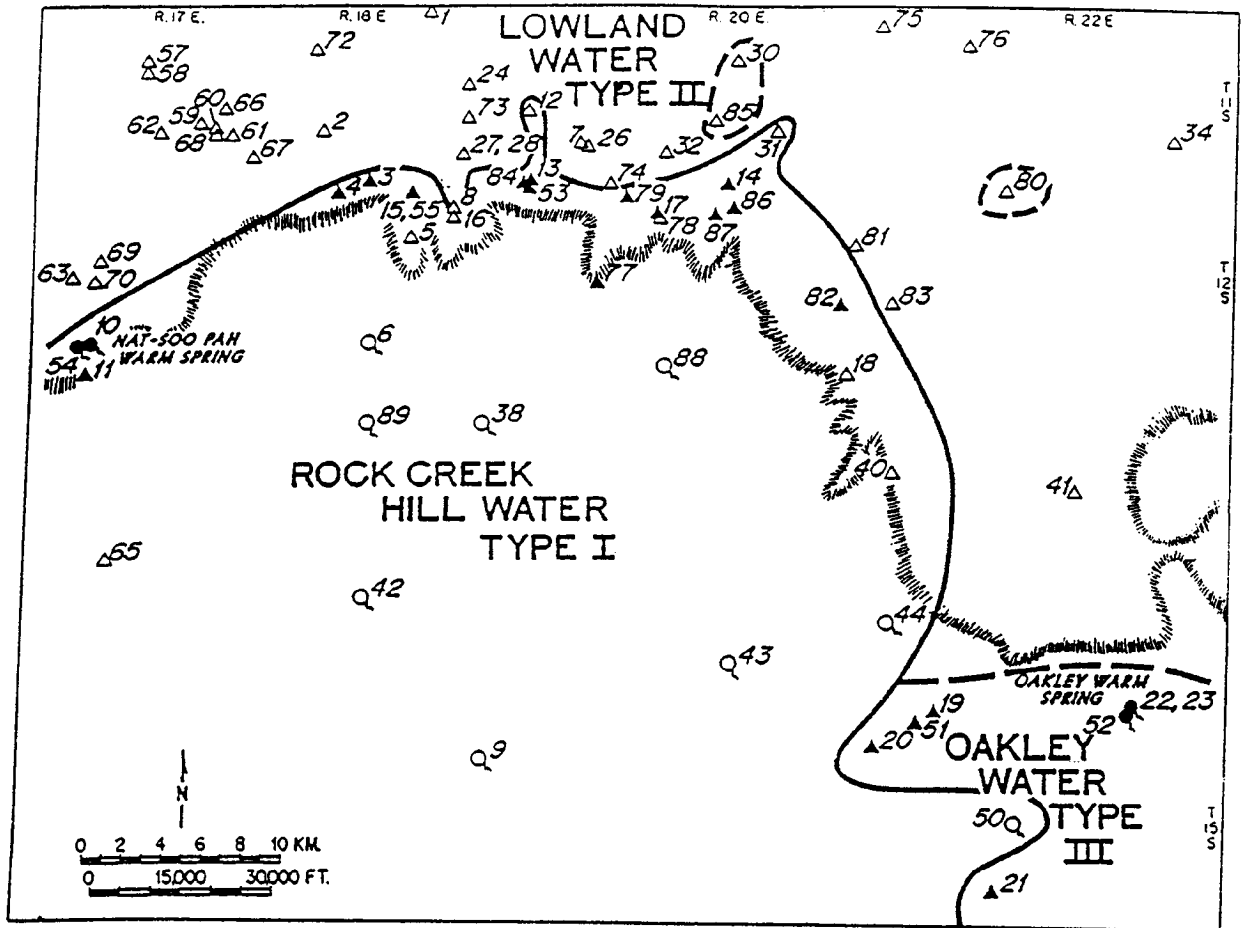


FIGURA 4.11. DIAGRAMA TRIANGULAR



LEYENDA

- △ Pozo <28°C
- ▲ Pozo ≥28°C
- Fuente <28°C
- Fuente ≥28°C
- ||||| Pies de las montañas

FIGURA 4.12. MAPA DE SITUACION DE DATOS REPRESENTADOS EN EL DIAGRAMA DE LA FIGURA 4.11.

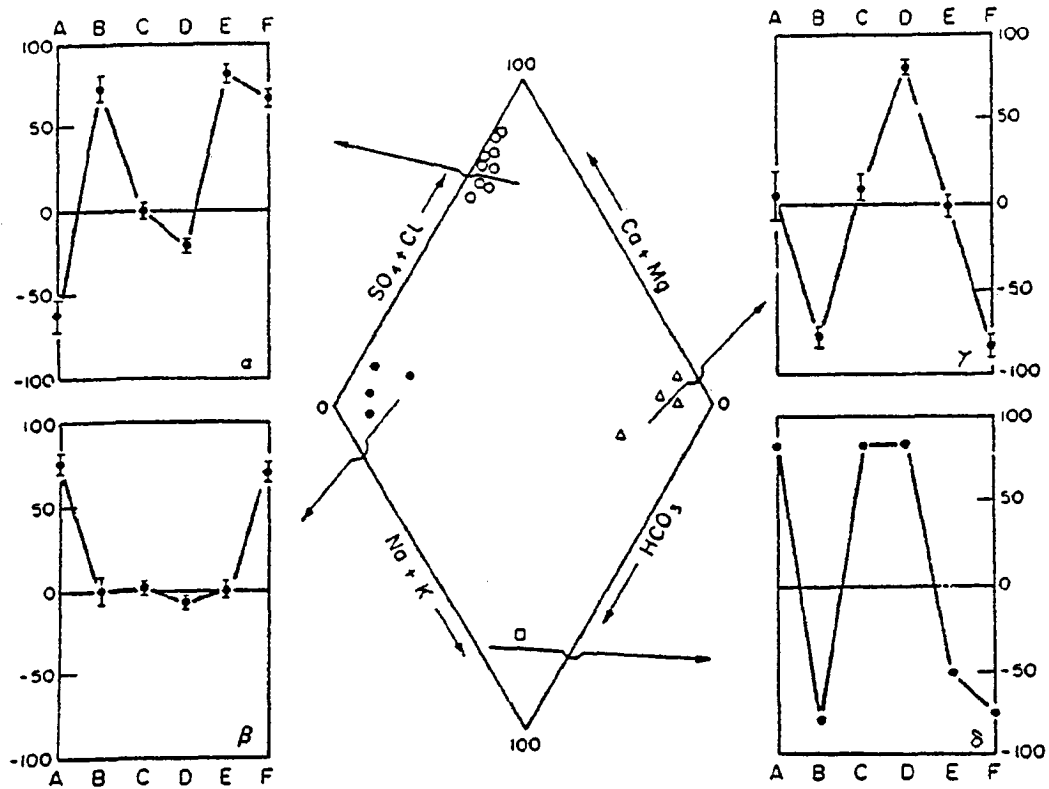


FIGURA 4.13. COMPARACION ENTRE LOS SISTEMAS DE REPRESENTACION DE DATOS QUIMICOS EN DIAGRAMAS RECTANGULARES Y ROMBOEDRICOS.

- (o) Aguas provenientes de las mismas series anhidricas.
- (●) Aguas que circulan por materiales calizos.
- (Δ) Aguas de circulación profunda, probablemente a través de un basamento cristalino.
- (◻) Aguas que circulan por formaciones pizarrosas.

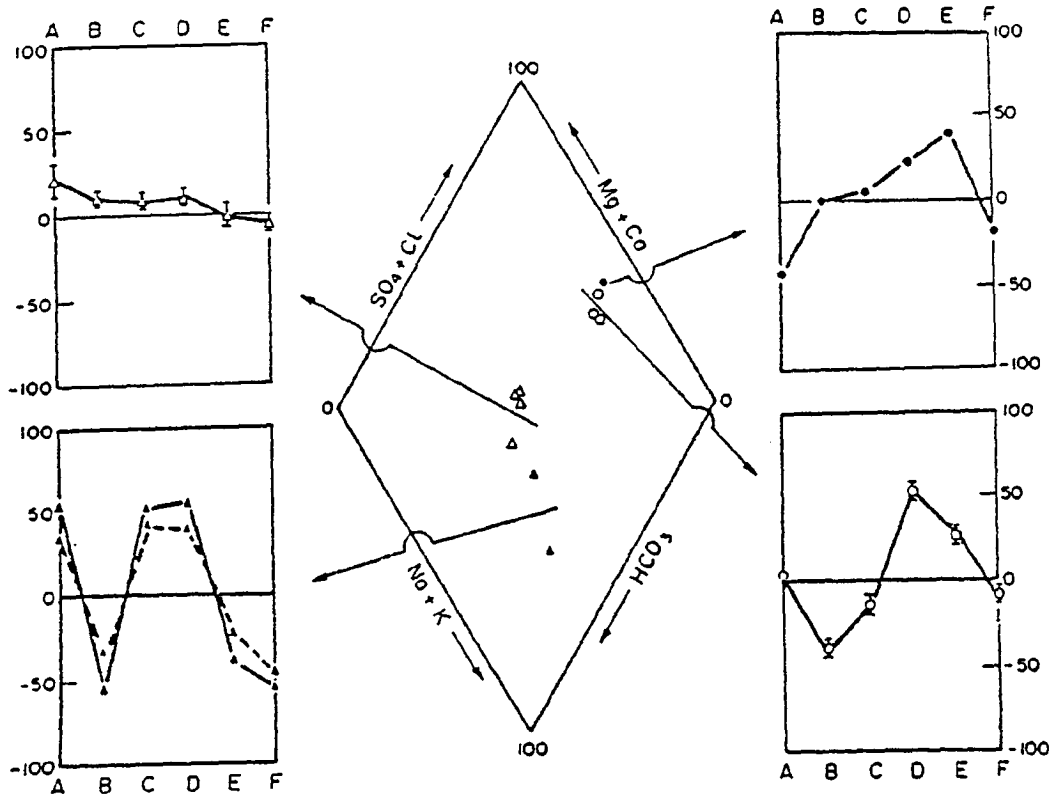


FIGURA 4.14. COMPARACION ENTRE LOS SISTEMAS DE REPRESENTACION DE DATOS QUIMICOS EN DIAGRAMA RECTANGULARES Y ROMBOEDRICOS. (o) y (●) corresponden a distintos tipos de aguas provenientes de ofiolitas y areniscas respectivamente. (Δ) aguas que circulan por volcanitas y (▲) aguas provenientes de una zona de falla que pone en contacto un flysch margoso con terrenos calcáreos.

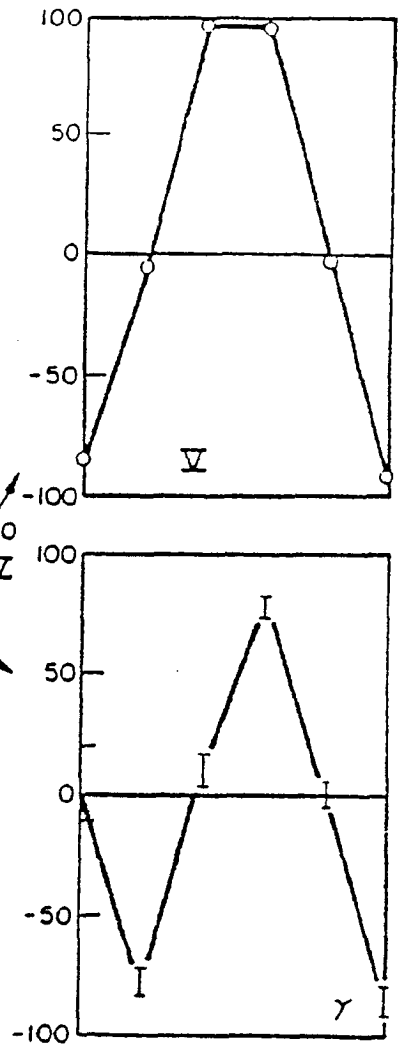
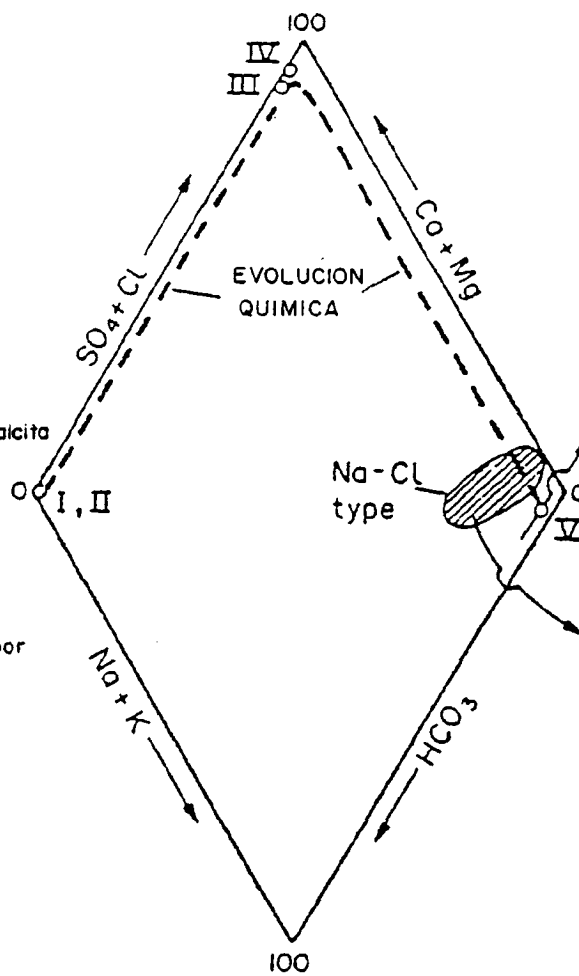
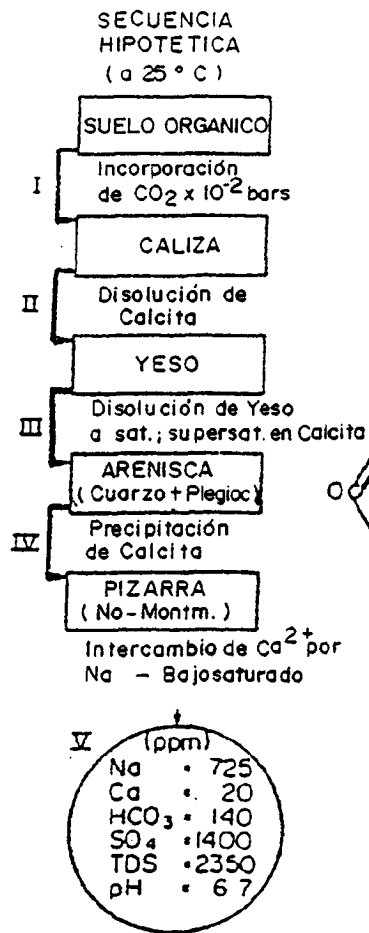


FIGURA 4.15. REPRESENTACIONES EQUEMATICAS CON DIAGRAMAS RECTANGULARES Y DE PIPER DE LA EVOLUCION DEL AGUA DE LLUVIA AL FLUIR POR DISTINTOS TIPOS DE TERRENOS.

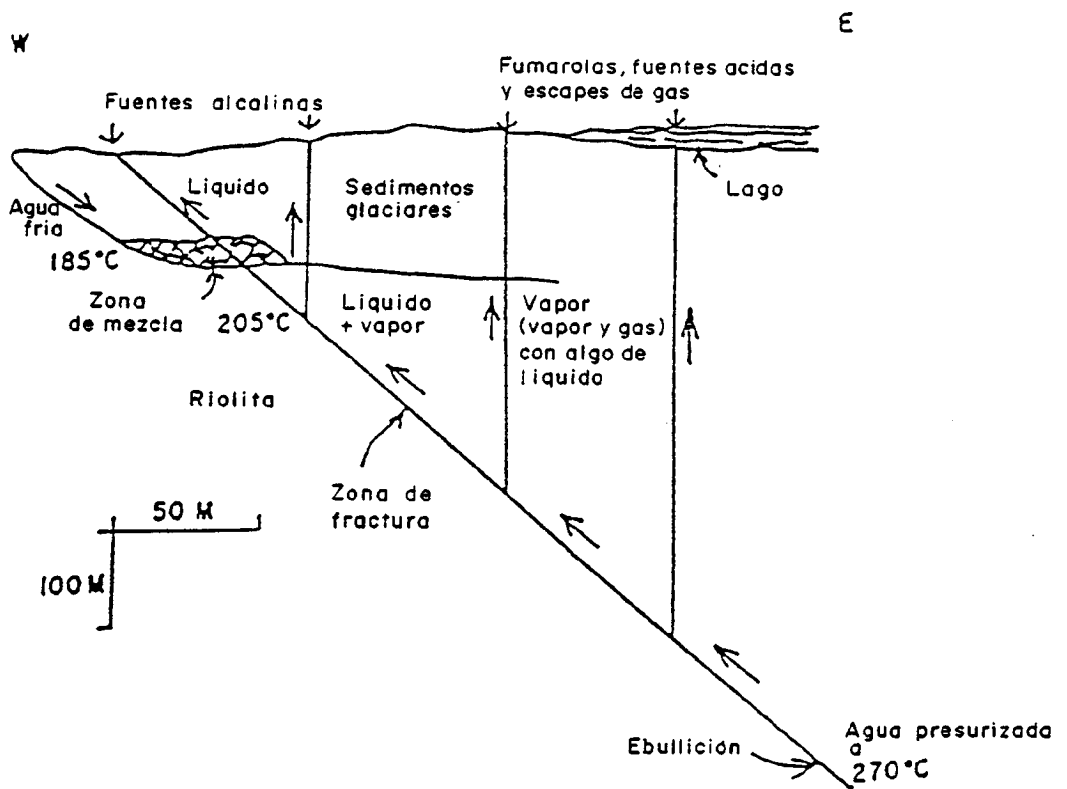


FIGURA 4.16. CONFIGURACION GEOLOGICA CON AGUAS ACIDAS. (Truesdell y Thompson, 1984).

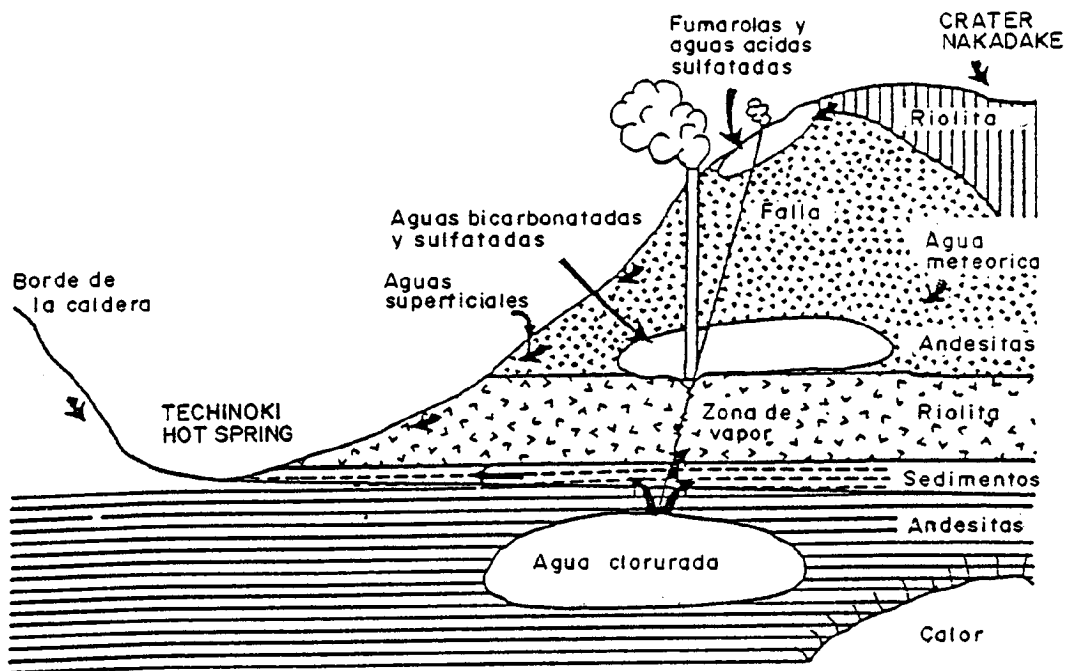
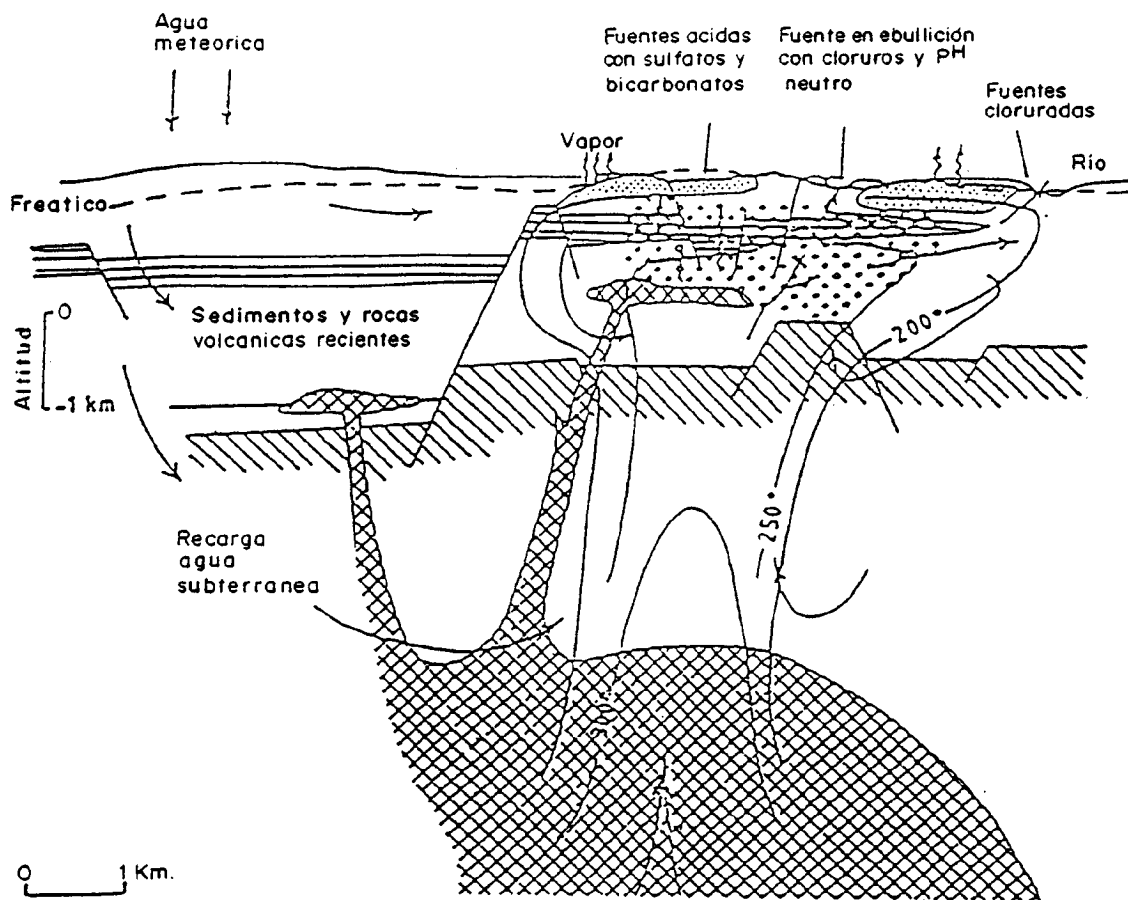


FIGURA 4.17. CONFIGURACION GEOLOGICA CON AGUAS ACIDAS. (Parmentier y Hagashi, 1981).



LEYENDA







- | | |
|--|---|
|  Basamento pre-volcanico |  Aguas acidas calentadas por vapor ($\text{SO}_4^- \pm \text{CO}_3\text{H}^-$) |
|  Volcánicas intrusivas |  Aguas casi neutras cloruradas (dentro de la isoterma 2C) |
|  Capas con permeabilidad baja |  Región de dos fases Agua liquida + vapor (+ gas) |

FIGURA 4.18. TRANSFERENCIA DE MASA Y CALOR (ClNa, CO_2 , H_2O ...) EN LOS SISTEMAS DE MAGA. (Henly y Ellis, 1982).

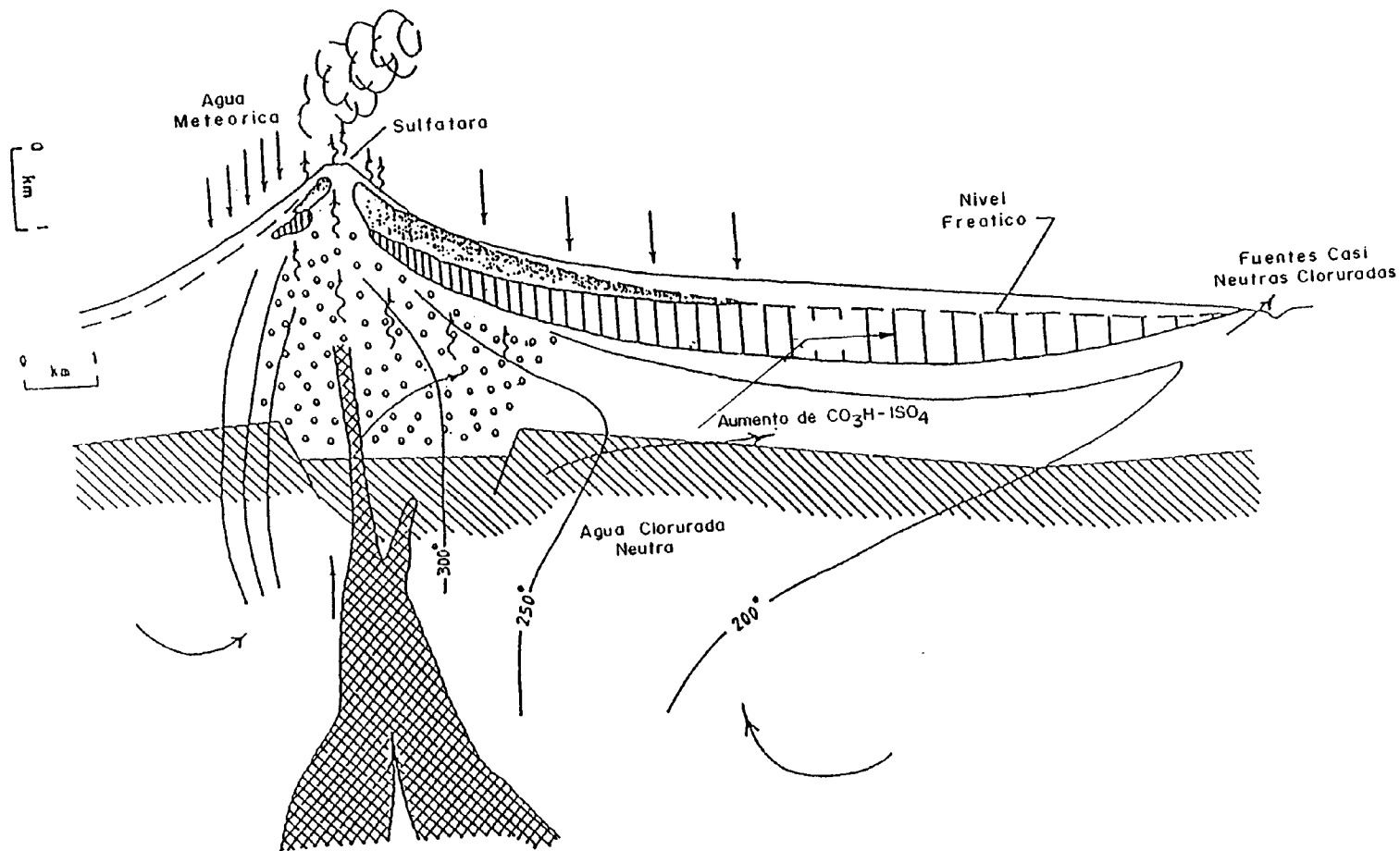


FIGURA 4.19. CONFIGURACION GEOLOGICA CON AGUAS ACIDAS (Henly y Ellis, 1982).

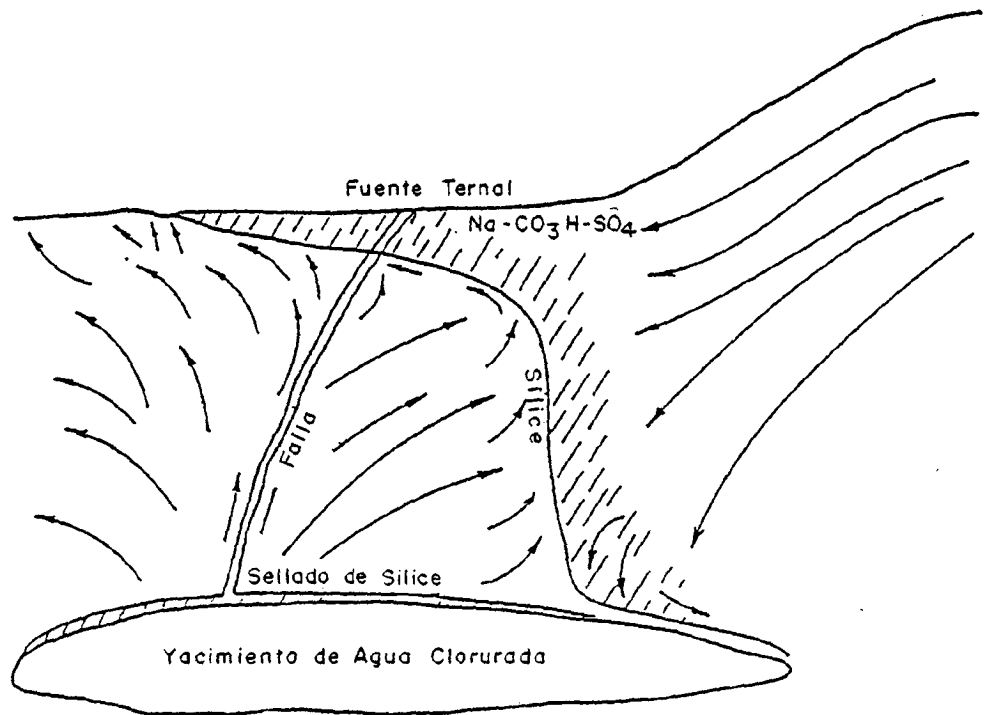
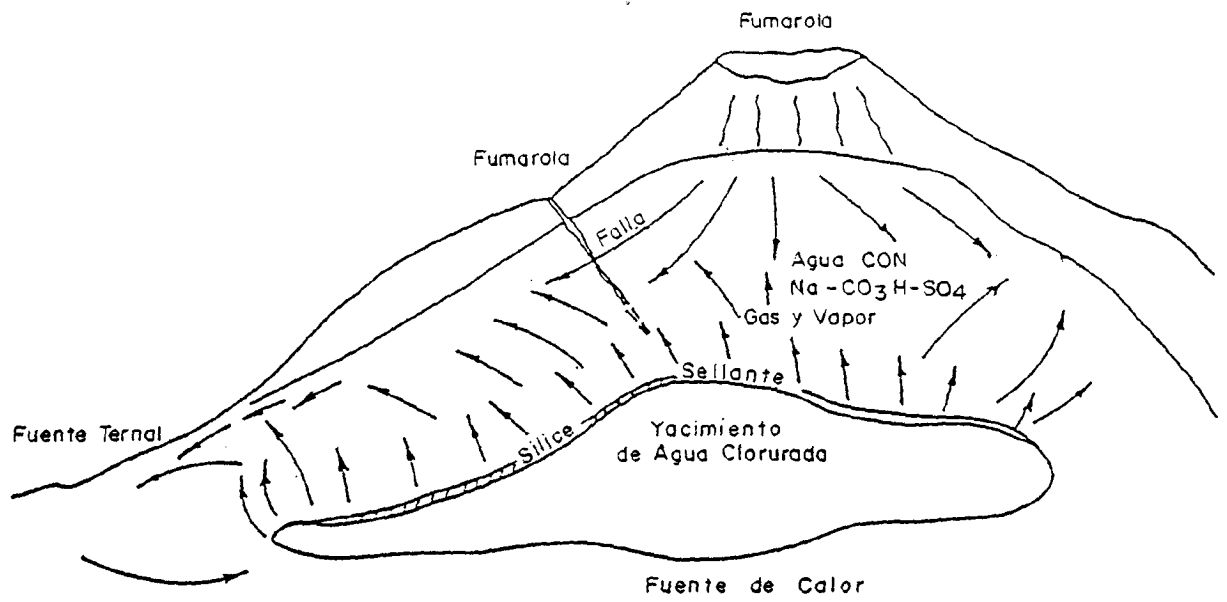


FIGURA 4.20. CONFIGURACION GEOLOGICA CON AGUAS ACIDAS.
(Mahon et.al., 1980).

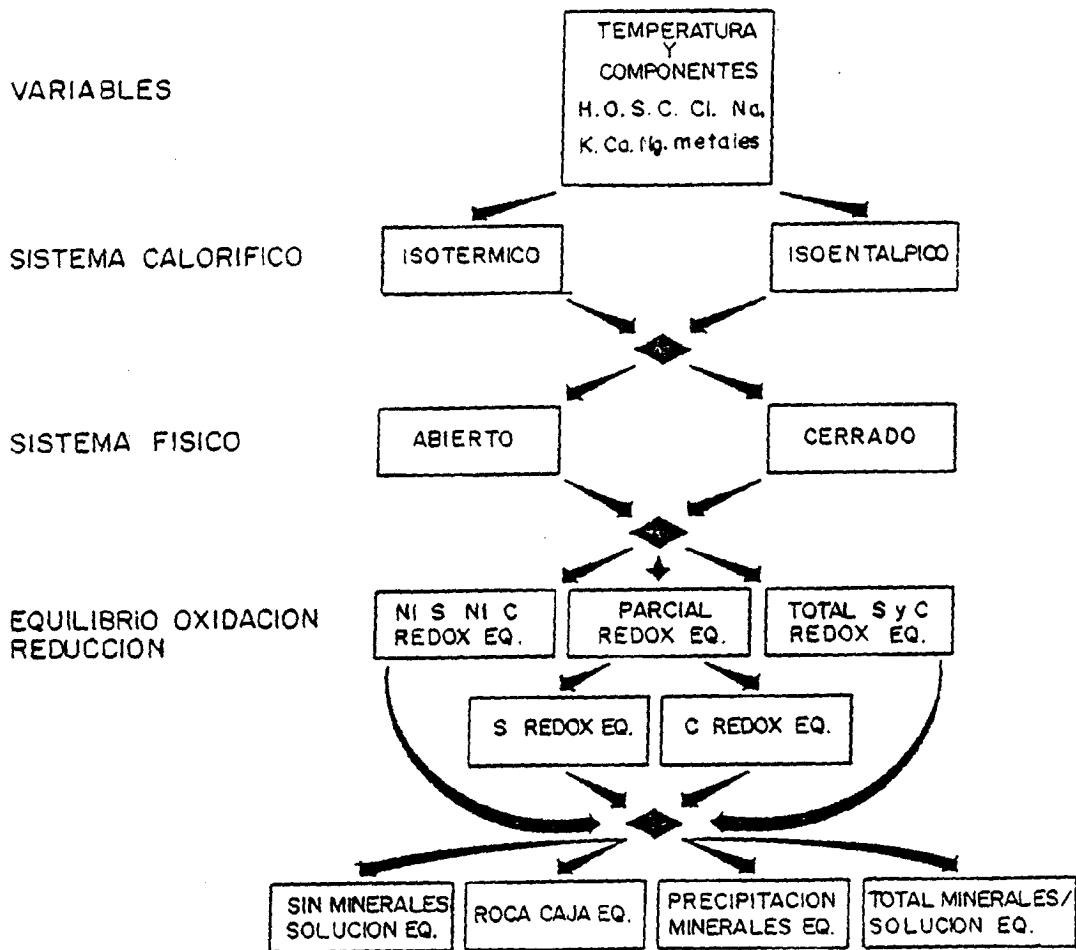


FIGURA 4.21. DIAGRAMA DE LA EVOLUCION DE LAS DISTINTAS VARIABLES RELACIONADAS EN EL MODELADO DE SOLUCIONES HIDROTHERMALES EN EBULLICION.

SISTEMAS CERRADOS: EL LIQUIDO SE VAPORIZA BAJO UNAS CONDICIONES TALES QUE TODO EL VAPOR PRODUCIDO ESTA EN EQUILIBRIO CON EL LIQUIDO. DICHO SISTEMA NO PERMITE UN INCREMENTO IMPORTANTE DE VOLUMEN.

SISTEMAS ABIERTOS: SISTEMAS TOTALMENTE ABIERTOS A CAMBIOS DE MASA, EL LIQUIDO SE VAPORIZA PROGRESIVAMENTE DE TAL FORMA QUE CADA INCREMENTO DE VAPOR SE SEPARA DEL LIQUIDO INMEDIATAMENTE DESPUES DE SU FORMACION. SISTEMA ANALOGO A UN PROCESO DE EBULLICION NATURAL.

FIGURA 4.22. CARACTERISTICAS DE LOS SISTEMAS DE EBULLICION

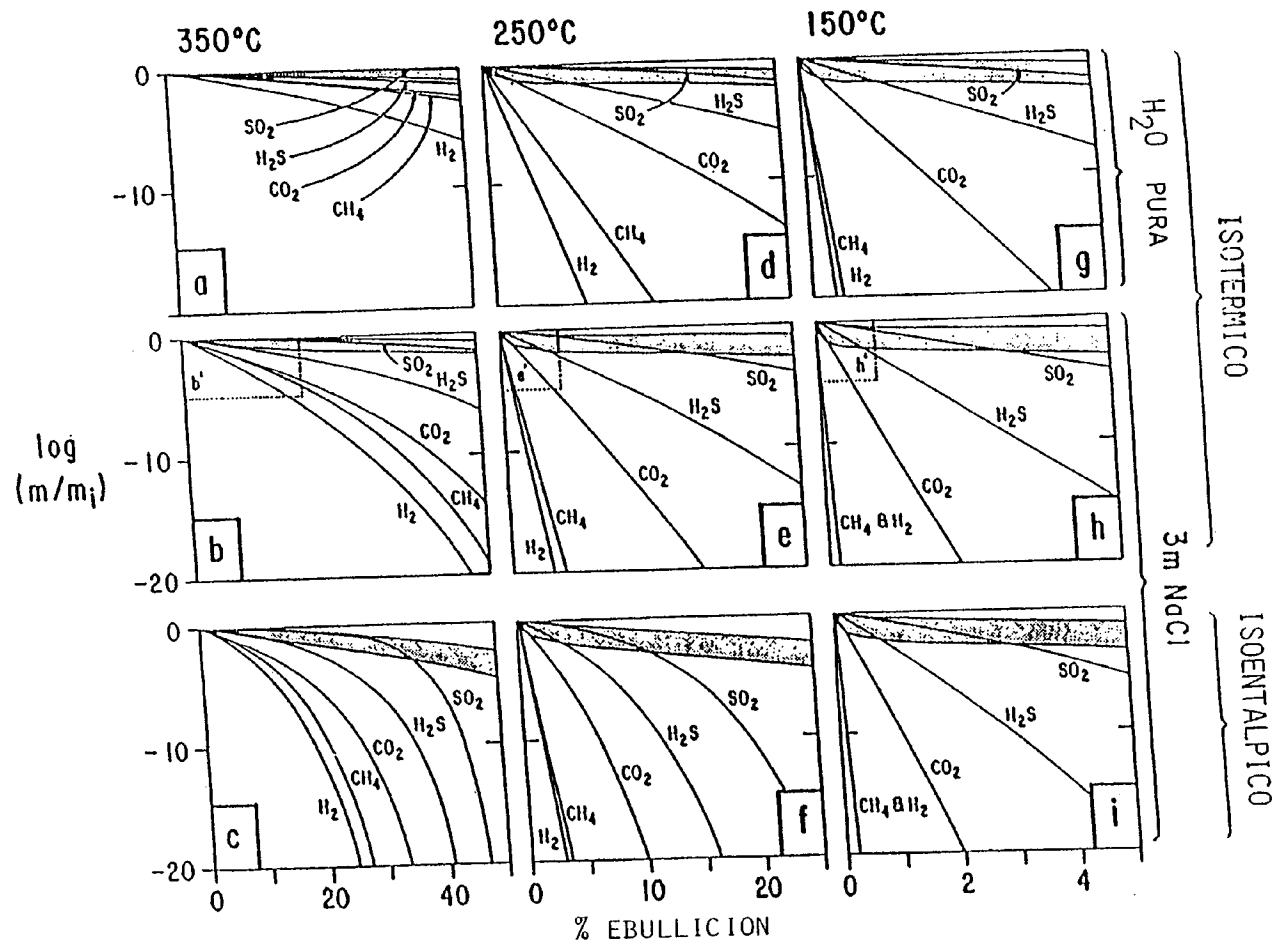
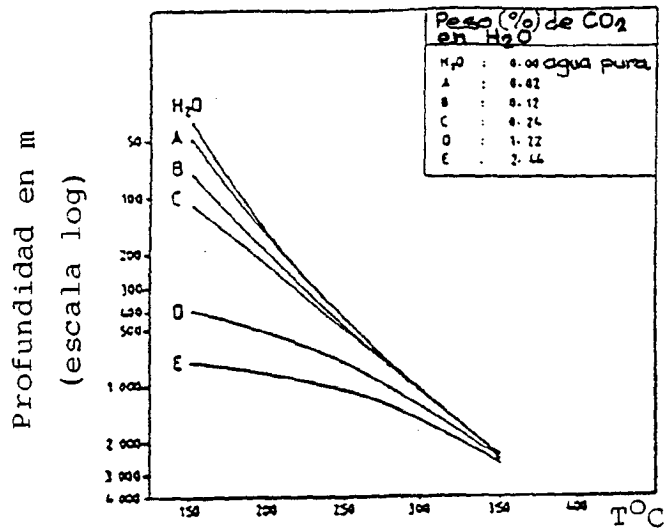


FIGURA 4.23. VIAS DE DISOLUCION DEL H₂, CH₄, CO₂, 3H₂ DESDE 350° (a,b,c), 250° (d,e,f) y 150° (g,h,i) EN SOLUCIONES EN EBULLICION. Las líneas representan sistemas en ebullición abiertos y las áreas sombreadas representan zonas de disolución de sistemas en ebullición cerrados. (M/M_i) representa la proporción de la modalidad del gas a cualquier estado en ebullición respecto a la modalidad del gas a cualquier estado en ebullición respecto a la modalidad del gas al inicio de la ebullición.



Profundidad mínima del punto inicial de ebullición para aguas a determinadas temperaturas y concentraciones de CO₂

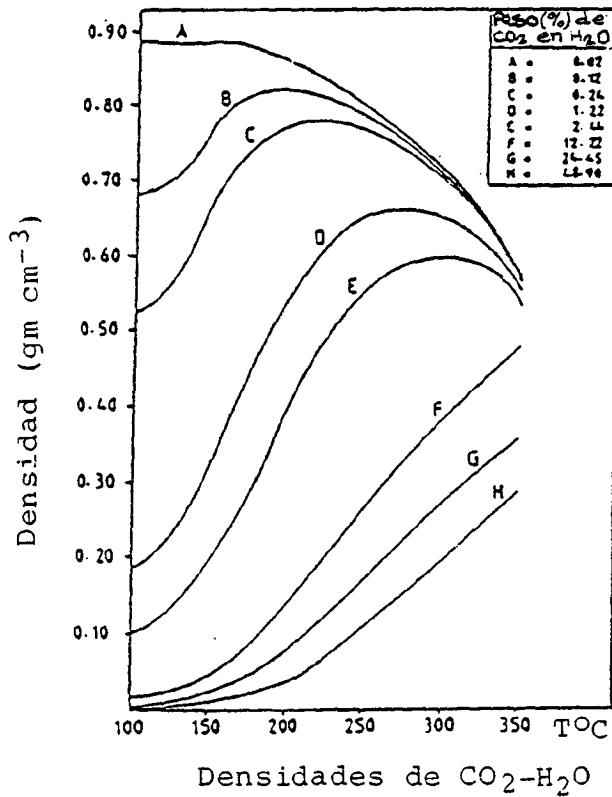
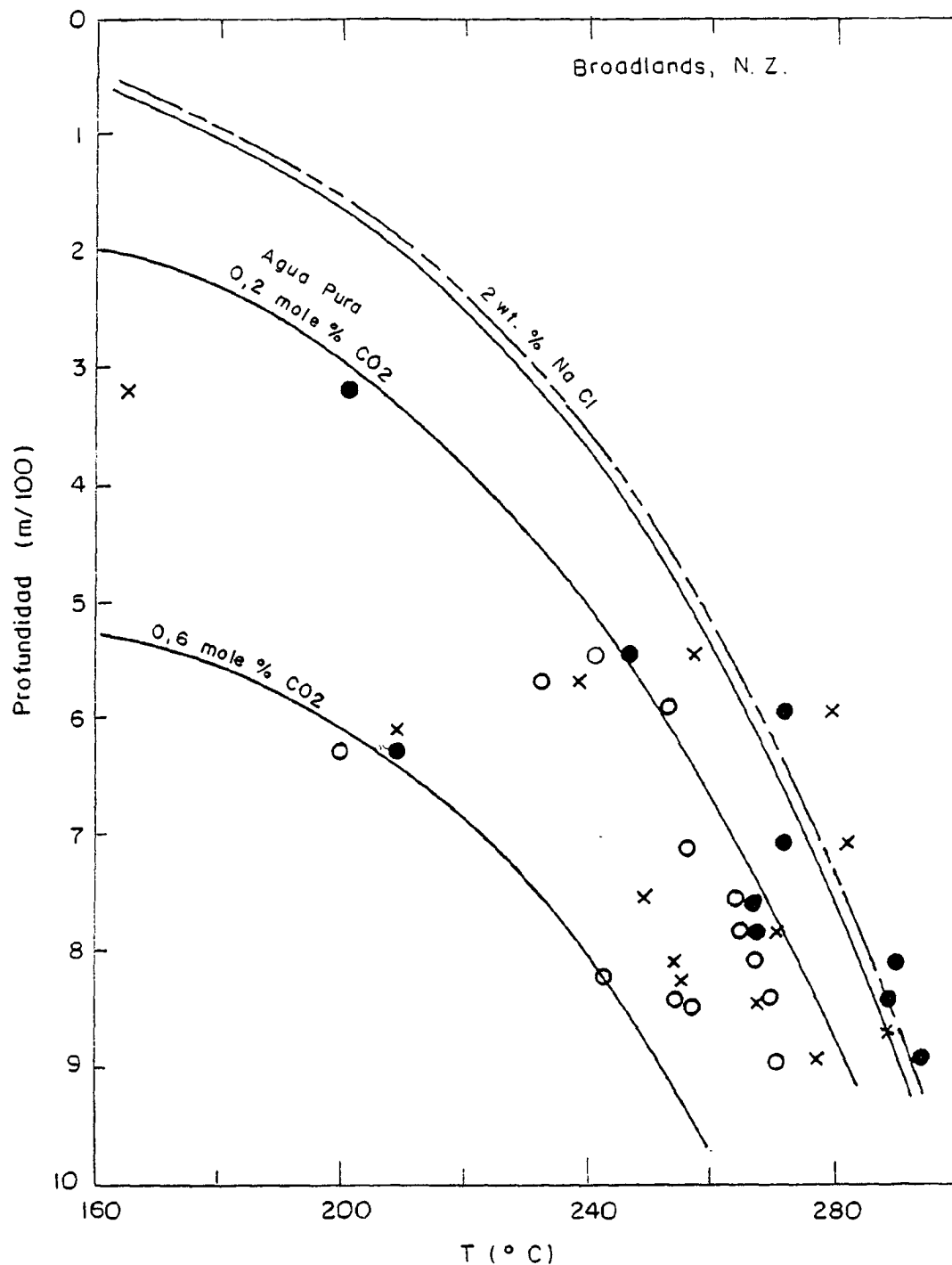


FIGURA 4.24. RELACION ENTRE LA PROFUNDIDAD DEL PUNTO DE EBULLICION DEL AGUA SEGUN TEMPERATURA Y CONCENTRACION DE CO₂.



- Inclusiones primarias en el fluido
- Inclusiones secundarias en el fluido
- × Sondeo

FIGURA 4.25. GRADIENTES DE TEMPERATURA DE SISTEMAS CON CO₂

PARAGENESIS GENERALIZADA DE LOS SISTEMAS EN EBULLICION

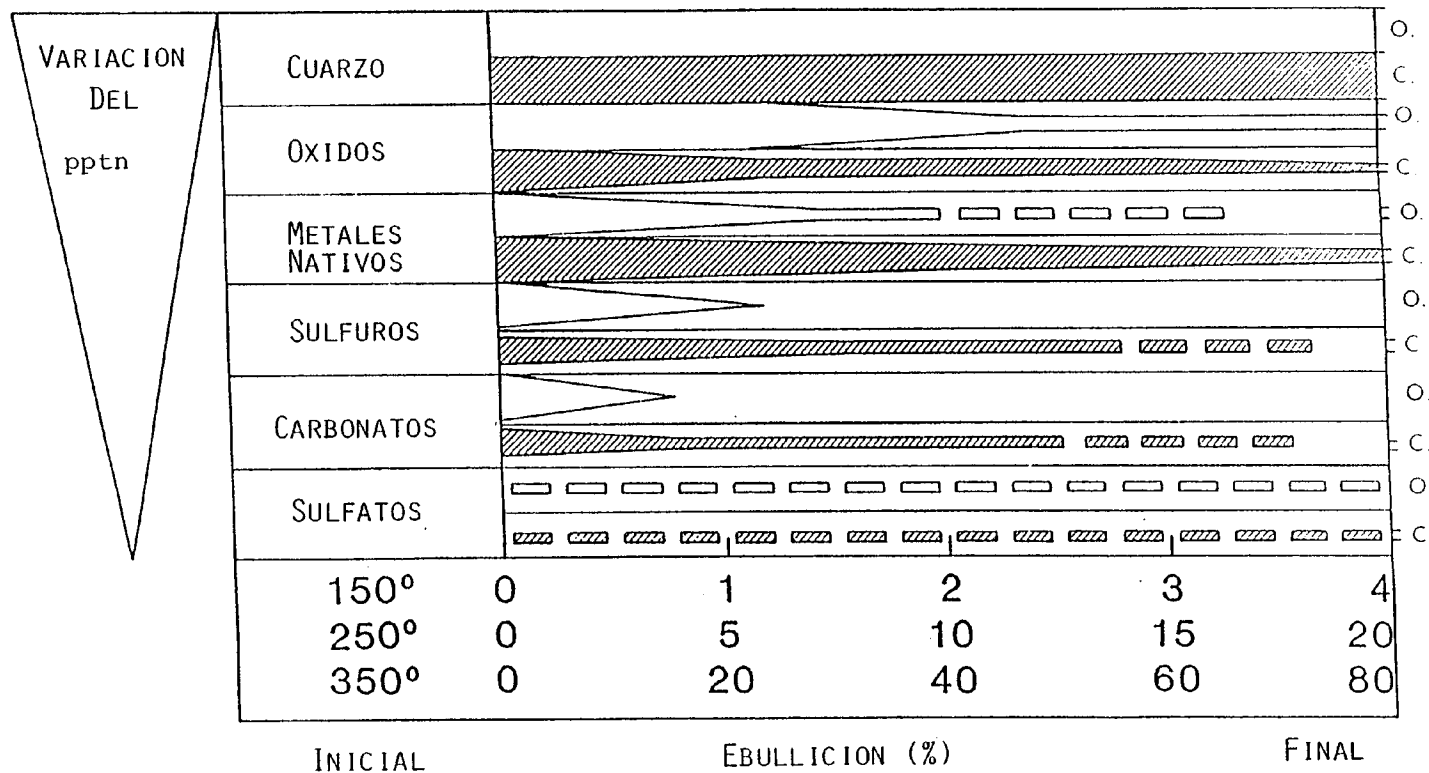


FIGURA 4.26. RELACION ENTRE LOS PROCESOS DE EBULLICION Y LA DEPOSITACION DE PARAGENESIS MINERALES.

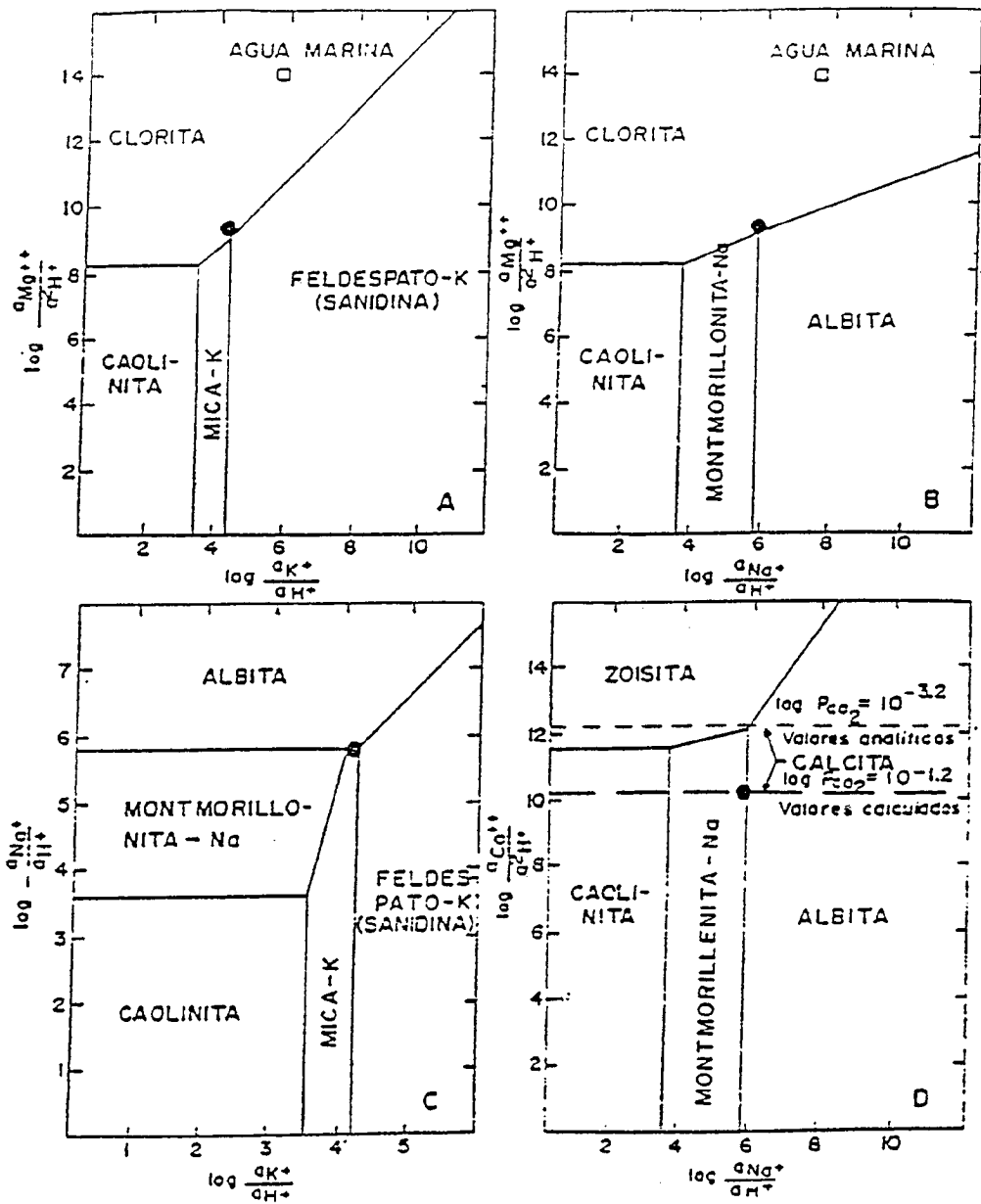


FIGURA 4.27. DIAGRAMA DE ACTIVIDAD REFERENTE A LA FASE LIQUIDA DEL SISTEMA GEOTERMICO DE CAMPI FLEGREI (Baldi et al., 1975)

SATURACION CUARZO

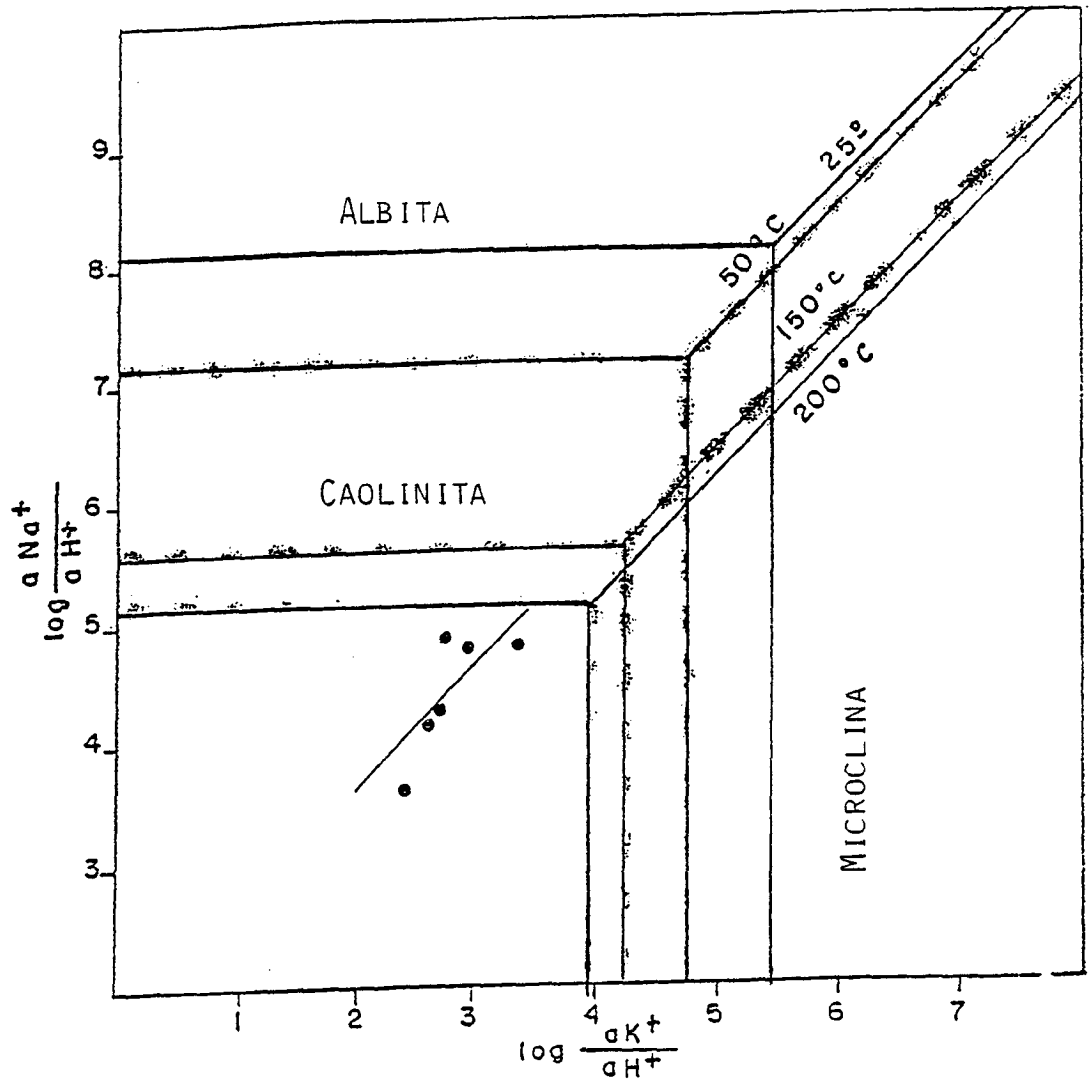


FIGURA 4.28. CAMPOS DE ESTABILIDAD DE MINERALES SILICATADOS MAS COMUNES.

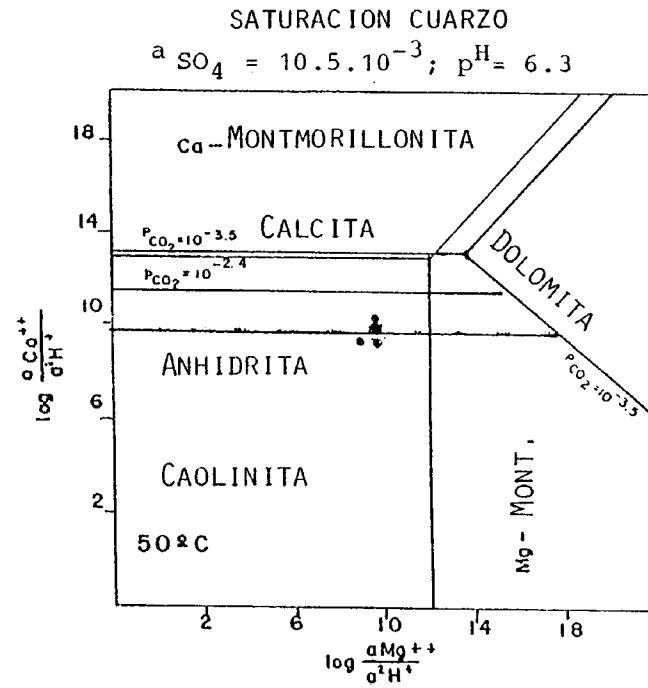
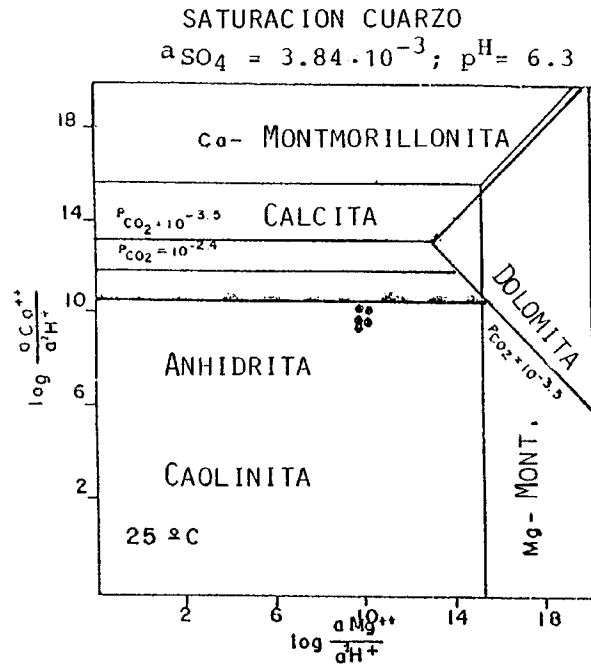


FIGURA 4.29. CAMPOS DE ESTABILIDAD

T A B L A 4.1

	<u>PESO MOLECULAR</u>	<u>CARGA IONICA</u>
Na	22.99	+1
K	39.10	+1
Ca	40.08	+2
Mg	24.31	+2
Cl	35.45	-1
F	19.00	-1
HCO ₃	61.02	-1
CO ₃	60.01	-2
SO ₄	96.06	-2

T A B L A 4.2

E J E M P L O S D E T I P O S D E A G U A S G E O T E R M I C A S

T I P O	E J E M P L O	pH	Na	K	Ca	Mg	Fe	Cl	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂	F	Mn	B	Li
CLORURO SODICO	GEYSER- EL TATIO, CHILE	7.3	4340	520	272	.5	.1	7922	30	46	260	3.1	.4	178	45
SULFATO ACIDO	GEYSER- TOKAANU, N.Z.	2.8	43	11	27	3.5	8.2	32	347	0	280	-	-	2.5	-
SULFATO- CLORURO ACIDO	HOT SPRING- WAIOTAPU, N.Z.	2.8	405	74	40	7.5	5.0	612	666	0	370	-	-	10.1	-
	CRATER LAKE- RUAPEHA, N.Z.	1.2	740	79	1200	1030	900	9450	10950	0	852	260	34	13.8	1.6
BICARBONATO SULFATO	WELL - (500 M) KAWAH KAMOJANG, INDONESIA	8.0	148	6.7	11.6	.1	.15	10	120	207	375	-	-	10	.35

T A B L A 4.3

C L A S I F I C A C I O N D E A G U A G E O T E R M I C A

<u>T I P O</u>	<u>O R I G E N</u>	<u>C A R A C T E R</u>	<u>L O C A L I Z A C I O N</u>
Cloruro Sódico casi neutro	Reacción de fluidos Hidrotermales con las rocas	Alta concentración de sólidos disueltos, generalmente 1.000 a 30.000 enriquecido en: Na, K, Ca, Cl, SO ₄ , CO ₃ H, Si. Gases disueltos: CO ₂ , SH ₂ predominantemente.	Comunmente fluido de yacimiento profundo de alta temperatura. Cuando el fluido llega a la superficie forma una fuente termal.
Sulfato Acido	El vapor asciende a partir de agua a alta temperatura y se condensa próximo a la superficie oxidando la roca encajante.	Muy fluido, enriquecido en SO ₄ y otros elementos provenientes de la lixiviación ácida de la roca de caja.	Próximo a la superficie generalmente por encima del nivel freático regional.
Sulfato-Cloruro Acido	(1) Mezcla de aguas con cloruro sódico y sulfato. (2) Vapor volcánico a alta temperatura rico en F, Cl y S asciende y se condensa en agua(oxidada) próxima a la superficie.	(1) La composición puede variar ampliamente. (2) Enriquecido en: Cl, SO ₄ , F.	Próximo a la superficie.
Sulfato-Bicarbonato Sódico casi neturo	Vapor volcánico termal asciende y se condensa en agua reductora.	Bajo contenido en sólidos disueltos enriquecido en CO ₃ H, cantidades variables de SO ₄ .	En la periferia o por encima de un yacimiento de alta temperatura.

V. METODOS GEOQUIMICOS APLICADOS AL QUIMISMO DE LOS FLUIDOS

V.1 Geotermometría

La áreas que mayor atención reciben en la exploración geotérmica son las relacionadas con la presencia de fumarolas y otras manifestaciones termales, ello conduce a que cualquier exploración geotérmica se plantee como primer objetivo al establecer el origen de la temperatura anómala que observamos en superficie.

Se trata de establecer, como primer objetivo, si las manifestaciones que observamos en superficie responden a una circulación profunda en áreas con gradientes geotérmicos próximos a los normales o están relacionados con yacimientos geotérmicos que se caracterizan por temperaturas más elevadas y cuyos fluidos sufren procesos de enfriamiento durante su ascenso hacia la superficie.

La finalidad de la termometría química es aplicar una serie de metodologías, desarrolladas por numerosos investigadores en los últimos años, las cuales mediante el tratamiento de datos de composición química convencional, las composiciones isotópicas del agua y de la composición de la fase gaseosas incluida en el fluido, permiten establecer la temperatura de base de los fluidos en su circulación profunda, en relación con los materiales geológicos presentes en el sistema.

Los resultados obtenidos mediante la termometría química deben ser cotejados con una termometría de superficie, encaminada a determinar la temperatura de surgencia y sus variaciones estacionales, medidas de gradiente y temperaturas de fondo.

Para el desarrollo y explotación de un recurso es imprescindible un entendimiento de las temperaturas existentes en profundidad en las rocas del yacimiento. Las temperaturas pueden determinarse directamente a través de medidas en sondeos, o ser indirectamente estimadas a partir del quimismo y de los isótopos estables (O, H, S, C) del agua, vapor, gas y las propias rocas del yacimiento. Los méto-

dos directos e indirectos proporcionan, sin embargo, información divergente sobre las características del yacimiento.

La aplicación de métodos indirectos juega un papel muy importante en los estados iniciales de evaluación de un campo geotérmico. Los métodos indirectos, basados en la geoquímica de los fluidos termales, pueden proporcionar información sobre los regímenes termales profundos dentro de las zonas de alta temperatura de un yacimiento, las cuales son inaccesibles a los pozos poco o moderadamente profundos, perforados para determinar el gradiente térmico. Por tanto, los métodos indirectos pueden utilizarse para priorizar los objetivos de la perforación y, cuando los resultados obtenidos se comparan con las medidas térmicas realizadas en los pozos superficiales de gradiente térmico, establecer los criterios de profundidad de los programas de perforación profunda. Durante la explotación de un campo geotérmico, los geotermómetros se utilizan para controlar los cambios que se originan en el yacimiento sin que haya necesidad de efectuar unas paradas importantes en la producción de los pozos.

Las técnicas de los geotermómetros, corrientemente disponibles, requieren análisis isotópicos o químicos de las aguas termales, vapor y gas provenientes de los pozos y fuentes. Estas técnicas cualitativas pueden dividirse en los siguientes grupos:

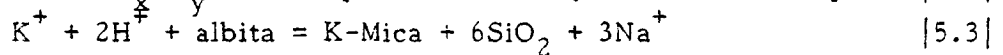
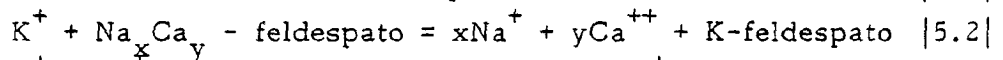
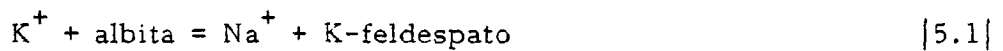
- 1) Geotermómetros químicos.
- 2) Geotermómetros de mezclas.
- 3) Geotermómetros isotópicos.

El requisito fundamental para los tres grupos de técnicas es que las reacciones dependientes de la temperatura existentes entre la roca del yacimiento y el fluido, o los gases y el fluido, tiendan al equilibrio. Además, es también fundamental que no haya un reequilibrio después de que los fluidos abandonan el yacimiento (Fournier et al., 1974; Truesdell, 1976; Fournier, 1977; Ellis, 1979).

Se han propuesto varios geotermómetros químicos basados en las concentraciones de los elementos mayoritarios y minoritarios de las

aguas termales, los cuales han sido extremadamente valiosos para estimar con precisión las temperaturas del subsuelo. En las tablas 5.1 y 5.2 se muestran las relaciones existentes entre las concentraciones de estos elementos y las temperaturas; dichas relaciones se discuten extensamente en las secciones siguientes. Recientemente Fournier (1981) publicó una amplia revisión sobre el uso de dichos geotermómetros. Una copia de esta publicación se incluye como información adicional a este informe por su indiscutible valor científico-práctico (APENDICE A).

Aunque los geotermómetros son por naturaleza empíricos, se dispone de suficiente información de campo y laboratorio que permite asegurar que, a temperaturas relativamente altas, la mayoría del quimismo de los fluidos viene controlado por reacciones que dependen de la presión/temperatura. Por ejemplo, las reacciones (Ellis, 1967; Fournier y Truesdell, 1973)



se consideran como importantes para el control de los contenidos en K, Na, Ca, y el pH de los fluidos en muchos terrenos donde abundan el cuarzo y el feldespato. El contenido en sílice parece estar limitado para temperaturas por encima de los 180°C por la solubilidad del cuarzo (Fournier y Rowe, 1966; Mahon, 1966) y por la solubilidad de la calcedonia a temperaturas inferiores. A temperaturas altas, la concentración de Mg está controlada por la formación de clorita (Ellis, 1971).

Distintos geotermómetros dan con frecuencia resultados diferentes cuando se aplican a los mismos análisis, dando de esta forma origen a ambigüedades en la interpretación. Durante los estados iniciales de un programa de exploración, cuando la mayoría de los datos provienen de fuentes y pozos superficiales, no hay a menudo razones suficientes para discriminar entre los distintos resultados que se van obteniendo. Para el mejor entendimiento de estas relaciones se puede utilizar, sin embargo, la comparación con otros datos

obtenidos de fuentes profundas, estudios de gradientes térmicos y termómetros minerales y fluidos cualitativos. Por ejemplo, las concentraciones de sílice pueden venir afectadas por el pH, las temperaturas del subsuelo calculadas a partir del geotermómetro Na-K-Ca pueden ser también negativamente afectadas por contenidos altos en CO_2 (Paces, 1975) y Mg (Fournier y Potter, 1979), el porcentaje Na/K puede también ser afectado por la incorporación de K y Na provenientes de rocas sedimentarias o por la interacción de los fluidos con minerales montmorilloníticos (Weisberg y Wilson, 1977). Los procesos de ebullición y mezcla que suceden en profundidad, pueden afectar a las relaciones catiónicas en distintas maneras. En general, los procesos de ebullición no afectan al porcentaje Na/K, pero pueden, sin embargo, producir pérdidas del contenido en CO_2 dando lugar tanto a la precipitación de calcita como a temperaturas excesivamente altas establecidas a partir del geotermómetro Na-K-Ca. Los procesos de mezcla pueden disminuir o incrementar la concentración de los componentes existentes en la solución. Goff y Donnally (1978) argumentan que algunas de las temperaturas calculadas en base al geotermómetro Na-K-Ca de las fuentes de la zona de The Geysers - Clear Lake eran anómalamente altas y reflejaban la mezcla de aguas originales, ricas en hierro, de las rocas de la Formación Great Valley con fluidos termales. Estas conclusiones venían apoyadas por las altas concentraciones de cloro observadas en las fuentes de la Formación Great Valley comparadas a las aguas de similar temperatura que afloraban en las fuentes de las rocas Franciscanas, así como por datos de resistividad eléctrica.

En los sistemas donde se están produciendo procesos de mezcla y/o ebullición, el geotermómetro de cuarzo y las relaciones entalpía-cloro, pueden proporcionar información sobre la temperatura y quimismo del fluido inicial y la extensión de su mezcla con aguas locales. Cálculos de este tipo indican que se producen importantes procesos de mezcla aún en las partes profundas de la mayoría de los sistemas geotérmicos. La Figura 5.1 muestra los resultados de los cálculos de mezcla para la zona térmica de Roosevelt Hot Springs, determinados por análisis químicos de los fluidos de pozos y fuentes (Capuano y Cole, 1981). Dicha información indica que la extensión de la mezcla del agua subterránea, incrementa en todas las

direcciones a partir del pozo 54-3 y que el centro de ascensión de los fluidos está localizado en las proximidades de dicho pozo. Las relaciones entalpía-cloro, sugieren que los fluidos del yacimiento tienen una temperatura del orden de los 284°C. Temperaturas similares a la anterior, fueron estimadas a partir de termómetros de isótopos y otros cationes. Las temperaturas máximas medidas fueron de 269°C. Esta información confirma: 1) el modelo inicial del sistema termal basado en las relaciones geológicas, 2) las temperaturas del subsuelo estimadas en base a los geotermómetros cuantitativos de los elementos mayoritarios aplicados a las aguas de las fuentes termales, y 3) los resultados contenidos de los geotermómetros minerales y fluidos cualitativos (los cuales se describen a continuación).

La información sobre el fraccionamiento de isótopos estables determinada a partir de la coexistencia gas-fluido, gas-gas y fluido-sólido, puede también proporcionar estimaciones cuantitativas sobre la temperatura. La coexistencia de los pares anteriormente descritos que han recibido la mayor atención y que parecen indicar ser los más útiles en cuanto a su aplicación en sistemas geotérmicos, incluyen: 1) el fraccionamiento del isótopo de carbono entre el par dióxido de carbono-metano, 2) el fraccionamiento del isótopo de azufre entre el par sulfato-sulfuro de hidrógeno, y 3) el fraccionamiento del isótopo de oxígeno entre los pares sulfato-agua, dióxido de carbono-agua y minerales de alteración secundaria (como por ejemplo cuarzo y calcedonia)-agua. Los porcentajes de reacciones isotópicas determinan si se establecerá un equilibrio en yacimientos geotérmicos profundos y la velocidad de re-equilibrio en los yacimientos superficiales y durante el paso o la ascensión de los fluidos a la superficie (Truesdell y Hulston, 1980). Los diferentes porcentajes de equilibrio isotópico o reequilibrio, pueden ser utilizados para reconstruir la historia termal del sistema.

Para estimar las temperaturas del subsuelo se pueden también utilizar numerosos termómetros cualitativos, basados en los contenidos aniónicos y catiónicos de los fluidos de descarga y en la distribución de varios minerales hidrotermales y elementos trazas en las rocas alteradas. Estos métodos tienen particular importancia durante los estados de exploración exploratoria, porque pueden proporcionar

una información inmediata sobre las temperaturas y permeabilidades en el pozo durante el programa de perforación. En contraste, puede llevar varias semanas después de la perforación, antes de que los gradientes térmicos en los pozos se reequilibren y se puedan efectuar medidas directas y precisas en dichos pozos.

V.2 Geotermómetros Cuantitativos

Los geotermómetros químicos son probablemente los que se utilizan con mayor profusión (generalmente mal utilizados). La utilización de indicadores geoquímicos para la valoración de la temperatura en profundidad de un yacimiento geotérmico, está condicionada a una serie de premisas (White, 1970; Fournier et al., 1974; Panichi y Badiola, 1978; Fournier, 1980). Aún cuando se reconoce su aplicabilidad en numerosas áreas, los geotermómetros cuantitativos no pueden utilizarse de forma indiscriminada.

Algunos de los condicionantes en la utilización de geotermómetros son:

- . Las reacciones químicas que controlan las proporciones de los constituyentes químicos disueltos en el agua, deben tener una dependencia directa con la temperatura, y no estar relacionados con otros procesos.
- . Todos los constituyentes que intervienen en una reacción que depende de la temperatura, deben estar representados en proporciones abundantes.
- . Las reacciones entre el agua y las rocas del yacimiento y los componentes gaseosos, deben haber alcanzado el equilibrio, y son las que condicionan la cantidad y características de los constituyentes disueltos en el agua.
- . El equilibrio debe alcanzarse a la temperatura del yacimiento, lo que supone una permanencia en contacto, suficientemente larga para alcanzar el equilibrio de reacción roca-agua.

- . Un proceso de reequilibrio de las condiciones geoquímicas, o una variación de la composición en relación con temperaturas más bajas de la del yacimiento, debe excluirse en el planteamiento de modelos de circulación del agua en su trayecto desde el yacimiento hasta la superficie; solamente son admisibles pequeños procesos de reequilibrio.
- . El fluido que procede del yacimiento no debe estar sometido a mezclas con otros fluidos más superficiales y con temperaturas de base más bajas; en caso contrario los resultados de dicha mezcla deben ser evaluados.

En este capítulo pasaremos revista a la aplicación de los geotermómetros más útiles, cuyas ecuaciones se enumeran en las tablas 5.1 y 5.2.

V.2.1 Geotermómetro de la Sílice.

Este geotermómetro fue desarrollado de forma experimental por Mahon (1966) y Fournier y Rowe (1966), al observar que el agua a alta temperatura en relación con un área geotérmica resulta saturada en SiO_2 en equilibrio con el cuarzo. Estas observaciones han conducido a la formulación de un método químico simple que permite evaluar la temperatura del agua que alimenta las surgencias de agua caliente y los pozos geotérmicos.

Los datos experimentales han proporcionado valores de solubilidad de la sílice en el agua en función de la temperatura, y a partir de ello es posible establecer gráficos y ecuaciones matemáticas que permiten determinar la temperatura de base en función del contenido en sílice de la muestra. El diagrama más utilizado es el propuesto por Fournier y Truesdell (1970), en el cual los valores de temperatura más probables se establecen como valor medio de las dos curvas de equilibrio del agua con cuarzo, relativas al enfriamiento por conducción y por expansión isoentálpica del agua que circula hacia la superficie.

En la Figura 5.2 se presenta el método gráfico normalmente utilizado para el cálculo de la temperatura base del almacén; en ella se confrontan las concentraciones en sílice de las diferentes aguas termales con las temperaturas (Tabla 5.3). Este método tienen varias condicionantes:

- Curva A: Se considera que se pierde calor por procesos de conducción durante el ascenso del agua a la superficie (proceso regulado por isoentropía).
- Curva B: Se considera que el exceso de calor del agua del almacén, por encima de 100°C, se utiliza en la formación de vapor cuando se produce una disminución de la presión (proceso isoentálpico).

Las aplicaciones del método gráfico se pueden sintetizar de la siguiente manera:

- Curva A: Se utiliza para surgencias de bajo caudal, localizadas en zonas marginales del sistema productivo, donde tienen lugar pérdidas por conducción.
- Curva B: Se utiliza para surgencias de alta temperatura y elevados caudales, localizados en la zona central del área de producción.

La concentración en sílice de las aguas geotermales puede estar controlada por uno de los diferentes polimorfos de la sílice (cuarzo, calcedonia, o sílice amorfa). En la Figura 5.3 se representan las solubilidades de los distintos polimorfos de la sílice. A temperaturas comprendidas entre los 150 y los 250°C aproximadamente, el contenido en sílice de las aguas geotermales está controlado por el cuarzo. A temperaturas superiores pueden producirse rápidamente procesos de reequilibrio, dando probablemente lugar a la deposición del cuarzo cuando las soluciones se enfrian. Además, la solubilidad de la sílice amorfa puede verse superada a medida que el fluido se enfria, y dado que la sílice amorfa precipita más rápidamente que el cuarzo, se pueden producir depósitos de ópalo en las zonas próxi-

mas a la superficie del yacimiento. Como resultado de dicha precipitación de la sílice, el geotermómetro de la sílice no indica generalmente temperaturas superiores a los 225-250°C.

El geotermómetro del cuarzo puede verse también afectado por otros varios factores. Entre dichos factores se pueden incluir:

- 1) los efectos de separación del vapor,
- 2) la polimerización de la sílice después de la toma de muestras como resultado de una mala conservación de las mismas,
- 3) el control de la sílice por otros polimorfos de la sílice,
- 4) el efecto del pH (Figura 5.4), y
- 5) la dilución de las aguas termales.

Todos estos efectos han sido discutidos en detalle por Fournier (1981).

A temperaturas por debajo de los 150-180°C, parece que otros polimorfos de la sílice pueden controlar el contenido en sílice del fluido. Según White (1970), cuando el agua se enfria por debajo de los 180°C se pueden originar precipitaciones de sílice, velocidad de precipitación que disminuye muy rápidamente a temperaturas más bajas. Asimismo este autor sugiere que este geotermómetro no debe utilizarse en el caso de aguas con pH ácido, con bajas concentraciones de ion cloruro, porque las aguas a temperaturas próximas a los 100°C atacan a las rocas silicatadas, alcanzando valores elevados de concentración de SiO₂ amorfa, que es muy soluble.

Cuando el agua asciende hacia la superficie y descarga en manifestaciones termales o pozos perforados, la presión disminuye, originándose la ebullición cuando la presión de vapor y del gas supera la presión hidrostática; la pérdida de una fracción del fluido como vapor y la retención de la sílice en la fase líquida conducen a soluciones sobresaturadas tanto en cuarzo como en sílice amorfa; si está sílice no precipita porque es rápidamente llevada hasta la superficie puede permanecer en solución hasta su surgencia.

Para evitar este tipo de errores de valoración, se han elaborado una serie de gráficos, como el de Ellis (1970), (Figura 5.5a), que

permiten en función del contenido en sílice de aguas con temperatura de ebullición en superficie, valorar su temperatura de equilibrio en profundidad. Este diagrama de valoración ha sido aplicado a la zona de Nueva Zelanda con valores de aproximación de 29°C.

La cinética de reacción de equilibrio del cuarzo en un sistema natural se alcanza rápidamente y puede sufrir variaciones en períodos breves, por ello cuando el movimiento del agua hacia la superficie es lento se realizan una serie de reajustes de la concentración de la sílice respecto a la solubilidad del cuarzo a temperaturas más bajas de la zona superficial y la sílice precipita.

Los datos experimentales publicados por diferentes autores sobre la solubilidad del cuarzo con rangos de temperatura entre 69-240°C, ponen en evidencia que la solubilidad de todos los minerales silicatos aumenta con la temperatura (Figura 5.5b). De hecho el cuarzo es el menos soluble, seguido de la calcedonia, cristobalita y el ópalo que es la fase más soluble. Se ha comprobado de forma experimental que la precipitación de la sílice por enfriamiento es un proceso lento, en particular a bajas temperaturas, pero por encima de aproximadamente 150°C se alcanza rápidamente el equilibrio. Las condiciones externas tales como temperatura, salinidad, grado de saturación y probablemente pH, son los factores que determinan la velocidad de precipitación y el tipo de minerales que se forman cuando se remueve la sílice de la solución.

Se considera que la sílice disuelta en las aguas naturales corresponde a la forma de SiO_4H_4 , que tiende a formar polimeros en solución y que aparentemente el exceso de polimerización reduce la relación de precipitación del ópalo.

Existen pocos datos relativos a la precipitación de sílice en los estratos más profundos, de hecho en pocos pozos geotérmicos se ha encontrado sílice en grandes cantidades, bien en fase cuarzo o amorfa. Sin embargo, en los pozos que han estado sometidos a diferentes operaciones de apertura y cierre, por períodos prolongados, se ha podido constatar que el cuarzo se presenta a niveles más

profundos, mientras que la sílice en estado amorfo se presenta en puntos próximos a la zona donde se origina la ebullición.

En la Figura 5.6 se presentan los gráficos de equilibrio del cuarzo en H₂O, expresado en ppm de SiO₂ (aq), en función de la temperatura (°C), a diferentes profundidades (km) y para diferentes presiones del fluido (Pf) y la presión geostática (Prk).

Las diferencias de presión entre el fluido y la presión geostática en los sistemas hidrotermales, tiene gran importancia en los cálculos de equilibrio entre la presión y la temperatura. La presión geostática viene definida por la columna de rocas y el fluido intersticial:

$$Prk = 1 + \int_0^z \partial rk . g . dz$$

donde ∂rk es la densidad global de las rocas, g la aceleración de la gravedad y z la profundidad.

La presión del fluido en un sistema hidrotermal fisurado, puede variar desde valores de presión geostática, $Pf = Prk$, hasta la presión hidrostática, $Pf = Pz$, donde Pz viene dada por la expresión:

$$Pz = 1 + \int_0^z \partial f . g . dz$$

A consecuencia de la falta de información termodinámica sobre las diferencias entre Pf y Prk en los sistemas geológicos, se originan importantes discrepancias entre los valores calculados y los observados en relación con las fases minerales existentes a diferentes profundidades y temperaturas.

En la Figura 5.7 se presentan los campos de estabilidad de la sílice en función de la temperatura de medida. Para ello se representan los valores logarítmicos de la sílice (moles), estableciéndose los rangos de saturación o sobresaturación con las diferentes fases: cuarzo, sílice amorfa, etc.

El efecto de dilución originado por la mezcla entre las aguas termales y las no termales origina errores en la estimación de la

temperatura, que muchas veces invalidan el geotermómetro. El resultado es que las aguas frías contienen concentraciones más bajas de sílice que la aportada por el agua termal, por tanto la concentración de la mezcla daría valores de temperatura inferiores a los reales.

La aplicación del geotermómetro de la sílice en muestras de aguas de sondeos de áreas hidrotermales de baja temperatura, pone en evidencia que estos sistemas están regidos por la solubilidad de la calcedonia y con temperaturas inferiores aproximadamente de 110°C, y que con temperaturas superiores a los 180°C, la solubilidad del cuarzo es la que condiciona la cantidad de sílice disuelta en el agua. En el intervalo entre 110-180°C no se distinguen diferencias de solubilidad entre las fases de calcedonia y cuarzo. El equilibrio con la calcedonia puede establecerse a bajas temperaturas (20°C), aún cuando es frecuente que las aguas frías presenten sobresaturación en relación a la solubilidad de la calcedonia, dependiendo básicamente de los valores de pH.

Fournier y Truesdell (1974), han comprobado que en las manifestaciones termales en las que puedan existir procesos de mezcla entre el agua profunda y las superficiales es posible valorar la fracción de agua fría que intervienen en la mezcla. En este caso la valoración permitiría determinar el contenido de sílice en las manifestaciones termales y en las aguas superficiales perturbadoras de la región. Arnorsson (1975) demostró que el contenido en sílice de las aguas con temperaturas comprendidas entre 50 y 110°C de las rocas basálticas de Islandia venía controlado por la calcedonia. Bien el cuarzo o la calcedonia controlan las aguas silíceas de Islandia con temperaturas comprendidas entre 110 y 180°C. La temperatura por encima de la cual los fluidos están en equilibrio con el cuarzo en las rocas graníticas y areniscosas, parece ser ligeramente inferior. Fouillac (1977, en la publicación de Fournier, 1981), sugiere que la sílice acuosa está controlada por el cuarzo, por encima de los 90°C, y por la calcedonia a temperaturas inferiores, en dichos terrenos.

A temperaturas de yacimiento por debajo de los 90°C, sin embargo, pueden ocasionalmente suceder reacciones de no-equilibrio, dando

lugar a contenidos en sílice muy superiores a los predichos por el cuarzo o la calcedonia. En dichas zonas los contenidos altos en sílice pueden reflejar una alteración ácida de los minerales silíceos o una precipitación de la sílice. El ácido puede provenir de la descomposición de detritus orgánicos, oxidación de sulfuros, o influencia del SH_2 ó CO_2 (Fournier, 1981).

V.2.2 Geotermómetros Alcalinos.

Durante los últimos años han sido propuestos y modificados el empleo de distintos geotermómetros relacionados con el Na, K, Ca, Li y Mg. Estos geotermómetros incluyen el Na/K de Fournier (1976) y de Truesdell (1976), el Na-K-Ca de Fournier y Truesdell (1973), el Na/Li de Fouillac y Michard (1981) y el geotermómetro K-Mg propuesto por Giggenbach et al. (1983).

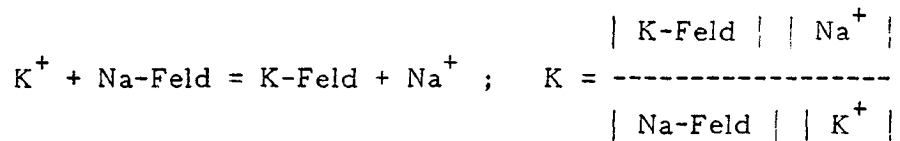
Geotermómetro Na/K

El geotermómetro Na/K es particularmente de utilidad en ambientes de alta temperatura por encima de los 150-180°C, aunque en ocasiones se puede también conseguir datos fiables sobre la temperatura para yacimientos con temperaturas de hasta 100°C. Henley et al. (1984), sin embargo, argumentan que a temperaturas por debajo de aproximadamente 200°C, tienen lugar reacciones de intercambio iónico entre los fluidos geotermales y los minerales arcillosos, dando lugar a estimaciones demasiado altas de la temperatura. A pesar de las dificultades potenciales, el geotermómetro Na/K a menudo proporciona buenos resultados, dado que está menos afectado por los procesos de dilución o separación de vapor que muchos de los otros geotermómetros en uso.

Ellis y Mahon (1967) demostraron que la interacción del agua caliente con rocas volcánicas determina relaciones de Na/K en solución estrechamente relacionados con la temperatura y asimismo en acuerdo con las relaciones observadas en aguas termales a temperatura conocida. Estas observaciones han inducido a la utilización de estas relaciones en la valoración de la temperatura profunda en áreas geotérmicas, conjuntamente con el geotermómetro de la sílice.

Las constantes de equilibrio para la reacción de intercambio y de alteración son asimismo dependientes de la temperatura, en estas reacciones las relaciones entre constituyentes disueltos en el agua varían con la temperatura de equilibrio.

En un sistema en el que coexisten feldespatos sódicos y potásicos, se establece una determinada relación Na/K que es función de la temperatura como se plantea en el diagrama de la Figura 5.8.



Sin embargo, algunos autores como White (1970) establecen que las relaciones molares de Na/K sólo son significativas si el campo de variación entre ambos cationes, está comprendido entre 8/1 y 20/1 y que las temperaturas de equilibrio calculadas con este geotermómetro no son generalmente aplicables en las manifestaciones termales con pH ácido.

Por otra parte, en el caso de manifestaciones de agua profunda que sufre procesos de enfriamiento durante su ascenso hacia la superficie, y en particular en aquellos casos donde se origina la ebullición, las reacciones de intercambio que regulan las relaciones molares de Na/K son más lentas que las que regulan la solubilidad de la sílice, por lo que en estos casos de posibles enfriamientos del agua termal en su ascenso, el geotermómetro del Na/K es más fiable en cuanto a valorar la temperatura profunda, reportando valores superiores a los del geotermómetro de la sílice.

En la práctica este método termométrico es más adecuado en la prospección de manifestaciones en forma de surgencias, mientras que el geotermómetro de la sílice es más preciso en cuanto a la valoración de temperatura a niveles de producción de agua extraída de pozos.

Fournier y Truesdell (1973) han puesto en evidencia que un sistema de agua-rocas silicatadas, el calcio puede participar de la reacción de intercambio en correspondencia con el sodio y el potasio. La

presencia de calcio está en relación con la existencia de materiales carbonatados, disminuye con el incremento de la temperatura y varía en función de la presión parcial de anhídrido carbónico, aumentando en relación al pH. Por consiguiente, la relación Na/K no puede ser utilizada como geotermómetro en presencia de altos valores de anhídrido carbónico. Estos autores sugieren que este geotermómetro no puede ser utilizado cuando la relación de los valores molares del calcio y la concentración molar del sodio es mayor que la unidad (valores de Ca/Na > 1). Para las aguas naturales, la última temperatura establecida en relación con el equilibrio alcanzado entre agua-roca, puede expresarse por la siguiente ecuación.

$$F(T) = \log (Na/K) + \beta \log (Ca/Na)$$

Geotermómetro Na-K-Ca

Cuando se proyectan en un diagrama binario la función $\log K$ de las concentraciones molares de Na-K-Ca, en relación con el inverso de la temperatura absoluta, se establece una relación lineal (Figura 5.9) que puede expresarse según la ecuación i de la Tabla 5.1 establecida por Fournier y Truesdell (1973) la cual está calibrada para proporcionar estimaciones fiables de temperatura sobre un rango mucho más amplio, de 100 a 300°C. El valor de β usado en la ecuación puede ser o 4/3 ó 1/3. Se debe utilizar el valor de 4/3 si la temperatura calculada es inferior a 100°C y $|\log(\sqrt{Ca/Na} + 2.06)|$ es mayor que 0. Si la temperatura calculada utilizando el valor de $\beta = 4/3$ es mayor que 100°C o si $|\log(\sqrt{Ca/Na})|$ es negativo, entonces la temperatura geotermométrica debe calcularse utilizando $\beta = 1/3$.

Las temperaturas geotermométricas pueden verse afectadas por procesos de ebullición, procesos de mezcla con agua fría, y contenidos elevados en Mg y CO₂. El efecto de los procesos de ebullición es fundamentalmente reducir el contenido de Ca en los fluidos mediante la precipitación de calcita. En este caso las temperaturas calculadas serán demasiado elevadas. El efecto de dilución será pequeño si la salinidad del agua a temperatura elevada es mucho mayor que la del agua fría con la que se mezcla. Los efectos de la dilución aumentan a medida que aumenta la cantidad de agua fría (Figura 5.10). Dado

que es muy difícil evaluar la extensión de los procesos de mezcla, las temperaturas geotermométricas deben ser utilizadas con extrema precaución.

En general el método Na-K-Ca proporciona mejores resultados que el método Na/K, sobre todo cuando se aplica a medios de circulación en ambientes muy ricos en calcio que no han sufrido procesos de precipitación de carbonato cálcico. En los casos que hayan sufrido precipitaciones de carbonatos, el geotermómetro proporcionará temperaturas anómalas del acuífero, con valores más elevados que los reales. En general las aguas con presión parcial de CO_2 superiores a 5×10^{-3} atm proporcionan valores de temperatura erróneos por exceso. Estas desviaciones están relacionadas con el proceso de desequilibrio relacionado con la solución de CO_2 y disociación de ácido carbónico.

Paces (1974), ha puesto en evidencia que cuando la circulación se lleva a cabo en ambientes muy ricos en CO_2 que produce una acidificación del medio, el geotermómetro no puede ser utilizado, y solamente tendrá validez cuando pueda establecerse que la solución ha alcanzado el equilibrio con los minerales que contienen Na, K y Ca.

Las aguas geotermales que contienen concentraciones elevadas de Mg, dan temperaturas demasiado elevadas cuando se emplea el geotermómetro Na-K-Ca. Fournier y Potter (1979) han presentado una corrección empírica de la temperatura, sustraída de la temperatura estimada.

El método aplicado para la corrección del magnesio, para las temperaturas estimadas mediante el geotermómetro Na-K-Ca, se pone en evidencia por la correlación que puede establecerse entre las temperaturas calculadas y las concentraciones relativas de Mg^{++} con respecto a la suma de álcalis Mg^{++} , K^+ , Ca^{++} , expresados en equivalentes. En la Figura 5.11 se presentan estos valores; las líneas de Δt , para los diferentes rangos de temperatura, han sido interpoladas gráficamente y pueden ser utilizadas para obtener la temperatura de corrección, sustrayéndola de la temperatura estimada con el geotermómetro Na-K-Ca, diferencia que proporcionaría la temperatura del

sistema. Por ejemplo el punto A, representa una temperatura calculada (Na-K-Ca) de 200°C y un valor de $R = (\text{Mg}/(\text{K}+\text{Ca}+\text{Mg})) \cdot 100$ expresado en equivalentes. Las curvas de corrección correspondientes a los valores de 0, 25 y 100°C están bien definidas para valores por debajo de $R = 30$, mientras que los valores proyectivos por encima de estas curvas y que corresponden a las curvas de corrección de 150, 200 y 250°C están controladas por datos de aguas oceánicas y se requiere que la temperatura de corrección Δt_{Mg} sea menor que la temperatura calculada por el geotermómetro Na-K-Ca. Para diferentes valores de R comprendidos entre 5 y 50, las siguientes ecuaciones describen las relaciones presentadas en la Figura 5.11.

Para R comprendido entre 5 y 50:

$$\Delta t_{\text{Mg}} = 10.66 - 4.741 R + 325.87 (\log R)^2 - 1.032 \times 10^5 (\log R)^2/T - 1.968 \times 10^7 (\log R)^2/T^2 + 1.605 \times 10^7 (\log R)^3/T^2 \quad |5.4|$$

y para $R < 5$:

$$\Delta t_{\text{Mg}} = -1.03 + 59.971 \log R + 145.05 (\log R)^2 - 36711 (\log R)^2/T - 1.67 \times 10^7 \log R/T^2 \quad |5.5|$$

donde:

$R = |\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{K})| \times 100$, con concentraciones expresadas en equivalentes

Δt_{Mg} = temperatura de corrección en °C que se debe sustraer de la temperatura calculada a partir de Na-K-Ca

T = temperatura calculada a partir de Na-K-Ca, en °K (°C + 273.15).

La ecuación |5.4|, debe ser utilizada solamente cuando la temperatura calculada usando el geotermómetro Na-K-Ca, sea superior a 70°C y el valor de R esté dentro del rango de 5 - 50, sin embargo

se presentan aguas con contenidos de $R > 50$ y los valores de corrección del Mg proporcionan valores de 10 - 20°C por debajo de la temperatura de medida, este tipo de aguas con valores de $R > 50$ pueden corresponder a procesos de equilibrio con las rocas a la temperatura medida.

En la zona donde $R < 5$ y $\Delta t_{Mg} < 10$, los valores de Δt_{Mg} calculados con la ecuación |5.4| difieren de los valores esperados, por lo que para valores de Δt_{Mg} en relación con $R < 5$, debe utilizarse la ecuación |5.5| para la obtención de los valores correctos.

Cuando los valores de Δt_{Mg} son negativos, no debe aplicarse la corrección del Mg^{++} sobre el geotermómetro Na-K-Ca y/o si los valores de R son menores de 0.5.

Las figuras 5.12a y 5.12b presentan los valores constantes de R , en relación a la proyección de Δt_{Mg} frente a la temperatura Na-K-Ca, y suponen un método gráfico alternativo para el cálculo de la corrección de Mg^{++} para valores de R de 5 a 50 y para R de 0 a 5.

Cuando se utilizan los diagramas gráficos presentados, para efectuar la corrección de la temperatura calculada por el geotermómetro Na-K-Ca, debe tenerse en cuenta que estos métodos son totalmente empíricos y no pueden ser aplicados indiscriminadamente a diferentes tipos de surgencias de aguas.

Los problemas de aplicación del método son:

- Los elementos sólidos solutos que intervienen en la reacción, no están bien identificados y/o caracterizados estructuralmente.
- No han sido considerados procesos complejos que afectan a las especies disueltas.
- Las muestras de aguas individuales no han alcanzado el equilibrio a la temperatura máxima, bien sea medida o estimada.

- Algunas muestras de aguas son el resultado de mezclas de dos o más tipos a diferentes profundidades y no han alcanzado el equilibrio después de la mezcla.

La metodología expuesta proporciona información adicional que permite distinguir aguas en equilibrio con rocas a elevada temperatura subterránea, de aguas resultantes de reacciones fluido-roca a baja temperatura (70°C). Esta relación geotermométrica es sensible a las reacciones entre agua-roca próximas a la superficie, en correspondencia con procesos de baja temperatura o cambios de composición mineralógica en las rocas de caja. Cuando las aguas en su salida adquieren magnesio, la aplicación de esta corrección al geotermómetro Na-K-Ca, probablemente proporciona temperaturas calculadas del acuífero muy bajas, ya que los altos contenidos en Mg^{++} son indicativos de que las reacciones de equilibrio fluido-roca han tenido lugar a relativas bajas temperaturas, mientras que otros elementos constituyentes sufren solamente pequeños cambios.

Se deben considerar las siguientes sugerencias al procedimiento de corrección:

- A la temperatura calculada mediante el geotermómetro Na-K-Ca de Fournier y Truesdell (1973), no debe aplicarse la corrección de magnesio, si la temperatura calculada es menor de 70°C.
- Calcular $R = (Mg / (Mg + Ca + K)) \cdot 100$, utilizando unidades de concentración expresadas en equivalentes.
- Si $R > 50$, asumir que el agua asciende desde zonas relativamente frías, a igual temperatura que la de medida, es decir a temperatura de equilibrio (independientemente de temperaturas muy elevadas calculadas mediante el geotermómetro Na-K-Ca).
- Si la temperatura calculada con el geotermómetro Na-K-Ca es superior a 70°C y el valor de $R < 50$, utilizar los gráficos presentados en las Figuras 5.12a y 5.12b para calcular el valor de Δt_{Mg} que proporciona la temperatura de corrección en °C, que debe sustraerse de la temperatura calculada (Na-K-Ca).

En general, los geotermómetros químicos deben ser utilizados con mucha precaución, cuando se aplican a aguas muy ricas en magnesio.

Geotermómetro Na/Li

Otro geotermómetro catiónico es el Na/Li, propuesto por Fouillac y Michard (1981). Este método se basa en una correlación derivada empíricamente entre el log Na/Li y la temperatura. El geotermómetro Na/Li es menos sensible a los procesos de reequilibrio que los geotermómetros Na/K o Na-K-Ca.

Los datos seleccionados para cubrir el rango de aplicación de este geotermómetro comprenden tipos de aguas cloruradas-sódicas, bicarbonatadas y sulfatadas; asimismo se han tomado en consideración las aguas superficiales que circulan por diferentes contextos geológicos.

Por claridad y conveniencia, más que por razones teóricas, se proyecta de cada muestra el logaritmo decimal del sodio, litio y Na/Li (en unidades molales) en relación con el inverso de la temperatura absoluta. En la Figura 5.13 se presentan los valores de log Na/Li vs $1/T$, la relación Na/Li presenta dos relaciones lineales, la primera línea (Curva A) corresponde a aguas cuyo contenido en cloro es menor de 0.2 M (aproximadamente 7.000 ppm), mientras que la segunda línea corresponde a aguas con altos contenidos en cloro (10.000 ppm ó 0.3 M).

Las relaciones entre los contenidos de Na/Li y la temperatura, pueden expresarse mediante las ecuaciones:

$$\log \text{Na/Li} = 1.000/T - 0,38 \text{ para } \text{Cl}^- \text{ } 0,2 \text{ M} \quad (r = 0,965)$$

$$\log \text{Na/Li} = 1.195/T + 0,19 \text{ para } \text{Cl}^- \text{ } 0,3 \text{ M} \quad (r = 0,982)$$

que proporcionan resultados adecuados para la mayoría de las manifestaciones termales relacionadas con los sistemas geológicos conocidos. Ambas ecuaciones son aplicables hasta 350°C; la primera se utiliza fundamentalmente en fluidos de origen meteórico, mientras

que la segunda se aplica a fluidos de origen marino o a aguas salobres con contenidos en cloro superiores a 11.000 mg/k.

Las relaciones empíricas entre $\log \text{Li}$ vs $1/T$ (Figura 5.13) son claramente mal relacionables como se pone en evidencia por el coeficiente de correlación de la ecuación:

$$\log \text{Li} = 1.503/T - 0,02 \quad (r = 0,75)$$

pero al individualizarse los datos en base al contenido en cloro, pueden establecerse las siguientes relaciones:

$$\log \text{Li} = 2.258/T + 1,44 \quad \text{para } \text{Cl}^- < 0,2 \text{ M} \quad (r = 0,936)$$

$$\log \text{Li} = 1.436/T + 0,61 \quad \text{para } \text{Cl}^- > 0,3 \text{ M} \quad (r = 0,91)$$

En general los resultados obtenidos mediante la aplicación del geotermómetro sobre datos analíticos de aguas correspondientes a manifestaciones termales y pozos de campos geotérmicos conocidos, ponen en evidencia que el geotermómetro Na/Li proporciona temperaturas estimadas de mayor fiabilidad que las obtenidas por los geotermómetros clásicos.

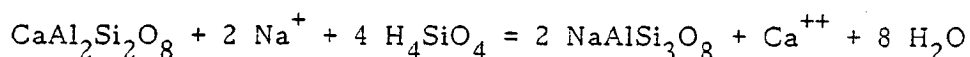
Los minerales de litio son poco frecuentes en los sistemas geotérmicos y, por tanto, es improbable que la concentración de Li esté relacionada al equilibrio de un mineral específico (Tabla 5.4). Es más probable que la concentración de Li venga controlada por reacciones de intercambio catiónico entre arcillas y zeolitas.

Geotermómetro Albita-Anortita

Las relaciones de equilibrio entre feldespatos sódicos y cálcicos, en relación con zonas de albitización, fue propuesta por Lopoukhine (1973), para el estudio de manifestaciones termales en relación con materiales predominantemente volcánicos, estableciéndose que el contenido cálcico-sódico de las aguas termales estaba solamente condicionado por las reacciones de equilibrio fluido-roca en materiales basálticos, con predominio de fases minerales félsicas como plagioclase.

Posteriormente Albert-Beltran (1975), propone la utilización del equilibrio albita-anortita como termómetro hidrogeotérmico aplicable a aguas termales que han alcanzado el equilibrio en relación con materiales ricos en plagioclasas, tales como granitos y rocas de composición análoga.

La ecuación de equilibrio albita-anortita es:



cuya constante de equilibrio, en base a las actividades del sodio y calcio es:

$$K = \frac{|A_{\text{Ca}^{++}}|}{|\text{H}_4\text{SiO}_4|^4 |A_{\text{Na}^{++}}|^2}$$

en la que la sílice se expresa en moles/litro, al considerarse como elemento en estado ionizado.

La ecuación de la constante de equilibrio en forma logarítmica sería:

$$\log K = \log \frac{|A_{\text{Ca}^{++}}|}{|\text{H}_4\text{SiO}_4|^4} - 2 \log (A_{\text{Na}^{++}})$$

Confrontados los valores de actividad del calcio sobre el contenido en sílice expresado en moles/litro

$$\log \frac{|A_{\text{Ca}^{++}}|}{|\text{H}_4\text{SiO}_4|^4}$$

frente a los valores de actividad del sodio ($2 \log A_{\text{Na}^{++}}$), para diferentes valores de la constante de equilibrio K en los rangos de temperatura que se presenta en la Figura 5.14, se obtiene el gráfico que permite valorar las temperaturas de equilibrio para las

diferentes manifestaciones termales en condiciones de equilibrio de la albita-anortita.

La aplicación del método hidrogeotérmico a diferentes manifestaciones termales de España, en relación con materiales de tipo granítico, como Cataluña (Albert-Beltran, 1975), Depresiones del Valles, La Selva, Les Gabarres, Zona Geotérmica de Orense, (F.D. del IGME 00666), ponen en evidencia que el método proporciona temperaturas estimadas coincidentes con las obtenidas de la aplicación de otros geotermómetros químicos convencionales.

V.2.3 Geotermometría de Aguas Salobres y Aguas Marinas Modificadas.

Se han desarrollado empíricamente varios geotermómetros para predecir las temperaturas de aguas salobres en cuencas sedimentarias y las temperaturas de aguas marinas modificadas térmicamente. Entre dichos geotermómetros hay que distinguir el Na/Li (Fouillac y Michard, 1981), el K/Mg (Giggenbach et al., 1983), y el Mg/Li (Kharoka et al., 1985). En la Tabla 5.2 se enumeran las ecuaciones que definen dichos geotermómetros.

El geotermómetro K/Mg de Giggenbach (1983) fue propuesto para situaciones en donde el sodio y el calcio no se equilibran rápidamente, tales como en las aguas marinas y en acuíferos de baja temperatura. Este geotermómetro se ha utilizado con éxito en el campo de Ascension Island (Adams, informe sin publicar).

El método Mg/Li propuesto por Kharoka et al. (1985) se ha calibrado con más de 200 muestras de agua de formación proveniente de 30 campos de gas y petróleo de los EE.UU. Las temperaturas de estas aguas salobres oscilaban entre los 40 y los 200°C. Los geotermómetros del cuarzo, Mg/Li, Na-K-Ca-Mg y Na/Li proporcionan temperaturas del subsuelo concordantes con una desviación de 10°C de los valores medidos para temperaturas de yacimientos superiores a aproximadamente 70°C. Los geotermómetros Mg/Li, Na/Li, calcedonia y Na/K son los que proporcionan mejores resultados para temperaturas de yacimiento comprendidas entre 40 y 70°C.

La modificación térmica del agua marina ha sido estudiada experimentalmente por Bischoff y Seyfried (1978), Mottl y Holland (1978), y por Seyfried y Bischoff (1979), entre otros. Aunque la validez de algunos de estos experimentos no es excesivamente clara, la comparación de los resultados obtenidos mediante dichos experimentos con los estudios realizados in-situ de las aguas salinas geotérmicas provenientes del océano en Islandia, nos permite hacer algunas generalizaciones.

Arnorsson (1978) hizo una comparación entre el agua marina y las aguas salobres del campo Reykjanes de Islandia; este análisis se muestra en la Tabla 5.5. La primera modificación que se observa en el agua marina es una importante pérdida en el contenido de Mg y SO_4 , y una ganancia en las concentraciones de K, Ca, CO_2 y SiO_2 . Los resultados del trabajo experimental realizado, atribuyen estos cambios a la precipitación de $\text{Mg SO}_4(\text{OH})_x \cdot (\text{H}_2\text{O})_y$, la disolución de calcita y cuarzo, la lixiviación del basalto, y el influjo de gases volcánicos. Se plantea como hipótesis que estos cambios tienen lugar cuando la temperatura del agua marina se calienta por encima de los 150 a 250°C.

Mizukami y Ohmoto (1983), han estudiado la geoquímica del agua marina calentada en ambientes ricos en tobas. A partir de sus datos se muestra que las concentraciones de Na, K, Ca, Mg, Sr, Co y SO_4 reflejan el porcentaje entre el agua meteórica y el agua marina, reacciones de intercambio catiónico en relación con feldespatos y esmectita, el equilibrio del yeso, anhidrita y calcita, y los porcentajes de roca-agua. Todavía no se entienden bien las reacciones que tienen lugar, las cuales probablemente varían de un campo a otro (Adams, 1984, información sin publicar).

V.2.4 Mezclas de Geotermómetros.

Los cálculos de geotermómetros pueden verse afectados de forma adversa por los procesos de mezcla y ebullición. El efecto de los procesos de mezcla sobre los geotermómetros, consiste generalmente en la dilución. Los geotermómetros afectados negativamente por los procesos de dilución son Na-K-Ca-Mg, Mg/K, Mg/Li y la sílice. Los

únicos geotermómetros que mantienen su validez a pesar de los procesos de dilución son el Na/K y el Na/Li.

Los procesos de mezcla pueden dar lugar a una amplia gama de situaciones distintas. Estos procesos incluyen la dilución vertical y lateral y mezcla de los fluidos geotermales, unos con otros, así como con el agua meteórica. Estos fluidos pueden ser "matemáticamente desmezclados" para obtener su composición original, proporciones de mezcla, así como la temperatura original de los fluidos antes de los procesos de mezcla, es decir, se puede aplicar un geotermómetro de mezcla. Este tipo de análisis puede proporcionar información sobre la variabilidad real composicional de los fluidos termales, así como sobre la dirección del flujo hidrológico y los mecanismos de mezcla. Si embargo, es de poca relevancia o de poca utilidad el empleo del método matemático para "desmezclar" aquellos fluidos cuyas composiciones de los elementos finales no son constantes. De esta forma, los fluidos conteniendo ClNa, cuya composición es generalmente constante, se emplean, generalmente, en los cálculos de mezcla, en vez de aquellos fluidos caracterizados por el SO_4 o CO_3HNa . Hay dos tipos de mezcla: la mezcla simple, en la cual no hay ni pérdida de ganancia de constituyentes una vez realizada la mezcla; y la mezcla compleja, en la cual tienen lugar un intercambio iónico, procesos de disolución y procesos de precipitación.

La situación presentada en la Figura 5.15, se proyectan de forma lineal tres grupos de aguas termales en un diagrama de Piper; los círculos negros y triángulos blancos representarían los componentes extremos de la mezcla. Los círculos blancos supondrían el resultado de la mezcla, con una mezcla aparente del 90% en volumen del componente A y 10% del componente B.

En los diagramas rectangulares se evidencia asimismo, que el agua de mezcla procede de la combinación de los componentes A y B. Utilizando los valores de los parámetros A-F de los diferentes gráficos, se puede estimar el porcentaje en volumen del componente A aproximado del 70%.

Aún cuando los resultados obtenidos por los dos métodos no es totalmente coincidente, ya que la información de los datos químicos y parámetros son diferentes, la información obtenida sobre el sistema hidrogeoquímico es satisfactoria.

Otra verificación complementaria, en base a las mismas consideraciones establecidas anteriormente, puede plantearse mediante la composición isotópica deducida para cada término de la mezcla, que lógicamente deberá satisfacer la ecuación de balance isotópico.

$$\delta^{18}\text{O}_m = \delta^{18}\text{O}_A \cdot V_a + \delta^{18}\text{O}_B \cdot V_b$$

donde

$$\delta^{18}\text{O}_m = \text{Composición isotópica de la mezcla}$$

$$\text{Composiciones isotópicas de los componentes A y B} = \delta^{18}\text{O}_A \text{ y } \delta^{18}\text{O}_B$$

V_a, V_b = Volumen porcentual de los extremos A y B, calculados mediante la aplicación del modelo gráfico-algebraico aplicando los diagramas de Piper y los diagramas rectangulares.

Numerosos problemas hidrogeológicos están relacionados con procesos de mezcla entre diferentes familias de aguas; en el caso de la prospección geotérmica esto adquiere una importancia primordial, ya que, salvo en escasas circunstancias, las manifestaciones termales que alcanzan el punto de surgencia son representantes individuales del fluido termal.

Su estimación puede efectuarse mediante la utilización de modelos basados en criterios gráficos-algebraicos, o bien en base a modelos que tienen en cuenta los caracteres químicos y físicos de las manifestaciones.

La aplicación de diagramas de proyección adecuados, como el triangular de Piper en el que se han representado los diferentes tipos de aguas, pueden evidenciar este tipo de procesos, cuando los puntos proyectivos se distribuyen según una línea y los valores de salinidad total (tsd) se incrementan regularmente desde el extremo inferior al superior; puede plantearse un posible proceso de mezcla,

en el que la distancia entre los extremos y las muestras intermedias sería proporcional al porcentaje de volumen de los componentes de la mezcla, y puede establecerse la reconstrucción de la composición de las muestras resultantes por mezcla.

Este criterio constituye un test cuantificador de la mezcla para establecer la composición de aguas de tipo intermedio, y evaluar los resultados obtenidos mediante las ecuaciones siguientes:

$$E_m = \frac{E_a \cdot E_b (A_i + B_i)}{A_i E_a + B_i E_b}$$

Esta ecuación permite establecer la composición de la mezcla en meq/l, en base a las concentraciones totales.

$$V_a = \frac{B_i E_b}{A_i E_a + B_i E_b} ; \quad V_b = \frac{A_i E_a}{A_i E_a + B_i E_b}$$

$$C_m = C_a V_a + C_b V_b$$

donde,

C_a = Concentración del componente en el agua A.

C_b = Concentración del componente en el agua B.

C_m = Concentración en la mezcla.

V_a = Volumen proporcional del componente A en la mezcla.

V_b = Volumen proporcional del componente B en la mezcla.

E_a, E_b, E_m : Son concentraciones de la salinidad total de los componentes A, B, y de la mezcla.

A_i = Distancia entre A y M medidas sobre la línea recta en que se establece la mezcla en cada uno de los tres campos del diagrama.

B_i = Distancia entre B y M.

Estas ecuaciones proporcionan las concentraciones de los constituyentes químicos individuales.

Las mezclas complejas tienen lugar cuando los componentes de un fluido mezclado, sensitivos a la temperatura, se reequilibran a la nueva temperatura. Los fenómenos que pueden tener lugar son el cambio en la proporción relativa entre los cationes Na y K, el incremento en la concentración de Ca y SO₄ a partir de la disolución de calcita y anhidrita, y una reducción en la concentración de SiO₂ por la precipitación de un polimorfo de la sílice.

Sin embargo, algunos elementos no forman o reaccionan con minerales a las salinidades y temperaturas de la mayoría de los fluidos geotérmicos. Estos elementos son el Cl, B, Br y I. Los elementos Cl y B se emplean generalmente para desarrollar modelos de mezclas, dado que las concentraciones de Br y I son generalmente demasiado pequeñas para ser medidas en fluidos geotérmicos de temperatura media que no provengan de agua marina.

En cualquier cálculo de procesos de mezcla, el elemento más básico e importante es la ecuación de mezcla. Esta ecuación se aplica a los métodos cloro-entalpía y sílice-entalpía, los cuales se discuten más adelante, y pueden ser también aplicados siempre que se sospeche que existe un proceso de mezcla y que la concentración de los elementos que se conservan, sea conocida (por ejemplo, B, Cl).

La composición de un fluido mezclado viene determinada por la composición y proporciones de cada uno de sus términos finales. Esto viene definido por la siguiente ecuación:

$$C_{\text{mix}} = C_{\text{fría}} \times C_{\text{geotérmico}} (1-X).$$

La composición del fluido geotermal sin diluir viene determinada por la siguiente ecuación:

$$C_{\text{geotérmica}} = \frac{C_{\text{mix}} - C_{\text{fría}}}{1 - X}$$

donde C_{mix} = concentración de la muestra del fluido mezclado,

$C_{\text{fría}}$	=	concentración del fluido frío,
$C_{\text{geotérmico}}$	=	concentraciones geotérmicas, y
X	=	fracción salobre del fluido mezclado.

Se debe conocer la composición del agua fría para poder usar el método anterior. Dicha concentración puede generalmente determinarse mediante un muestreo regional o utilizando la muestra más diluida como miembro final.

V.2.5 Diagramas de Entalpía-Cloruros.

Una forma de examinar las relaciones entre los distintos procesos y los fluidos en un sistema geotérmico, es el empleo de los diagramas cloruros-entalpía. Estos diagramas utilizan el contenido en calor de los fluidos combinado con las indicaciones de procesos de dilución o concentración para determinar procesos tales como, enfriamiento conductivo, ebullición y mezcla. Dichos procesos afectan a la temperatura estimada del subsuelo, determinada mediante el empleo de geotermómetros químicos. El estudio más intenso realizado sobre las relaciones cloruros-entalpía, es el de Fournier (1979). Para poder utilizar las relaciones entre composición y entalpía, debemos en primer lugar considerar los fenómenos que tienen lugar durante los enfriamientos conductivos, los procesos de ebullición y las mezclas.

Si ha tenido lugar un proceso de enfriamiento por conducción, las temperaturas medidas en la fuente, pueden ser muy inferiores a las temperaturas máximas del yacimiento, pudiendo probablemente producirse cambios en la composición del agua como resultado de la precipitación de minerales y de las reacciones entre los fluidos y las rocas. En la Tabla 5.6, se muestran los porcentajes máximos de flujo de masa requeridos para que ocurra el enfriamiento conductivo sin ebullición y los porcentajes mínimos para que tenga lugar el enfriamiento adiabático (ebullición) con un enfriamiento por conducción despreciable cuando el agua a 200°C se mueve en la vertical a lo largo de un conducto y se enfria hasta 100°C (Truesdell et al., 1977). Bodvarsson (1950) ha demostrado que los fluidos que se mueven lateralmente pueden también enfriarse enteramente de forma conductiva, aún cuando el flujo de masa sea mucho mayor. El

enfriamiento conductivo es más frecuente allí donde las fuentes termales templadas están caracterizadas por diferentes temperaturas pero, con concentraciones de Cl muy similares entre unas y otras. El contenido en Cl de las fuentes será en este caso prácticamente el mismo que el del yacimiento en profundidad. Sin embargo, tanto el contenido en sílice como álcalis de las aguas puede cambiar durante el proceso de enfriamiento conductivo.

Las aguas geotérmicas que fluyen directamente a la superficie con flujos elevados, se enfriarán por ebullición (enfriamiento adiabático), si las temperaturas iniciales son superiores a los 100°C. Durante la ebullición la concentración de los especímenes no volátiles puede verse incrementada. Si el enfriamiento es en su totalidad el resultado de un proceso de ebullición es muy sencillo calcular las concentraciones de cada componente antes de la ebullición. La mayoría de las fuentes termales en ebullición se enfrían tanto por procesos conductivos como por procesos adiabáticos. Generalmente, sin embargo, el efecto relativo de cada uno de ellos es desconocido y por tanto debe ser estimado.

En la Figura 5.16 se sintetizan los efectos de ebullición y mezcla sobre las temperaturas y las composiciones de las aguas de las fuentes existentes por encima de un yacimiento geotérmico profundo. En este modelo, presentado por Fournier (1979), se parte de la hipótesis que solamente hay un tipo de roca en el sistema, así como que los fluidos se han equilibrado con las rocas en los yacimientos R_1 , R_2 y R_3 . Aún cuando se suponga que no tienen lugar cambios químicos como resultado de reacciones químicas durante el flujo a la superficie, solamente en las fuentes A y B se obtienen información directa sobre el yacimiento en profundidad (R_1). El quimismo de D, una vez realizada la corrección debida al proceso de ebullición, proporciona información sobre la temperatura de R_2 y la salinidad existente en R_1 y R_2 . La fuente F proporciona solamente datos sobre la temperatura de R_3 . El quimismo de R_3 refleja procesos de mezcla entre R_3 y R_1 .

La entalpía es el contenido en calor del agua a una determinada temperatura, presión y en una fase específica (por ejemplo la fase

líquida). Con estos parámetros se puede asignar una entalpía a cada muestra.

En la Tabla 5.7 se enumeran distintas entalpías. Para las muestras de agua se debe utilizar la columna entalpía/líquido. Una vez que a una muestra se le ha asignado una entalpía, se debe representar respectivamente en los ejes horizontal y vertical, dicha entalpía y el contenido en cloro.

Los diagramas entalpía-cloruros, se han utilizado en distintas publicaciones (Fournier et al., 1976a,b; Truesdell y Fournier, 1976; Fournier, 1977) para predecir las temperaturas subterráneas, salinidad y relaciones de mezcla y ebullición. A continuación se intentan esclarecer los procedimientos e hipótesis utilizados para la elaboración de dichos diagramas.

Si nos referimos a la Figura 5.17, las aguas resultantes de la mezcla de agua con baja entalpía (baja temperatura), tales como G, con aguas de alta entalpía, tales como las de P, B ó C, se representan a lo largo de líneas radiales a G. Por ejemplo, las aguas M, N y R pueden provenir de la mezcla entre las aguas G y P en diferentes proporciones. Similarmente, las aguas D y L podrían ser el resultado de la mezcla entre G y C en diferentes proporciones. Generalmente, el miembro final de baja temperatura, tiene mucho menos contenido en cloruro que las aguas termales. Sin embargo, hay lugares en donde lo anteriormente expuesto puede que no se cumpla, tales como allí donde el agua del mar está involucrada o donde los aniones del agua termal son fundamentalmente bicarbonatos.

En la Figura 5.17, las aguas que inicialmente están a temperaturas de 300°C o menos, las cuales han perdido calor solamente por la formación y separación de vapor (ebullición), lo cual ha dado lugar a la concentración por evaporación de cloruros, se sitúan a lo largo de líneas aproximadamente rectas que se separan de la entalpía del vapor a la temperatura de separación del vapor. Estas concentraciones por evaporación o líneas de ebullición, son ligeramente curvas, dado que la entalpía por unidad de masa del vapor varía desde 626 cal/g a 340°C hasta un máximo de 670 cal/g a 240°C, volviendo

de nuevo a 639 cal/g a los 100°C*. Utilizando como punto de origen un valor constante de 664 cal/g, punto S de la Figura 5.17, y dibujando líneas rectas en forma radial en dicho punto se introduce un error muy pequeño si los procesos de ebullición en el subsuelo tienen lugar por debajo de una temperatura de 340°C (para una entalpía de agua líquida de 380 cal/g). Las líneas rectas de rayas y puntos marcadas con 1, 2 y 3 se han dibujado de forma radial al punto con un contenido cero en cloruro y 664 cal/g. Los puntos B, C y E se pueden relacionar con el punto P mediante ebullición a lo largo de la curva 1. El punto K se puede relacionar con el N mediante ebullición a lo largo de la curva 3. La línea recta de aproximación es progresivamente inferior en calidad a temperaturas superiores a los 300°C, dado que la entalpía del vapor cambia muy rápidamente cuando se aproximan a la temperatura crítica; a los 370°C la entalpía del vapor es solamente de 557 cal/g. La línea de puntos gruesos marcada con el número 4, muestra una separación importante de la curva 1 por encima de los 340°C hasta los 370°C.

En la Figura 5.17, el agua representada por el punto N está muy por debajo de la ebullición después del mezclado, y a menos que dicha agua se mantenga en el subsuelo a aquella temperatura durante varias semanas o meses, es muy probable que no tengan lugar los procesos de reequilibrio químico agua-roca después de la mezcla. También, dado que la temperatura está por debajo del punto de ebullición, no es probable que el contenido en cloruros cambie durante el ascenso del agua hacia la superficie, a menos que se den procesos de mezcla o que en la zona de paso haya depósitos evaporíticos. En contraste con lo anterior, el agua representada por D, tiene una temperatura muy por encima de los 100°C después del proceso de mezcla, pudiendo tener lugar un reequilibrio químico agua-roca en un periodo de horas o días debido a las altas temperaturas. También, el agua D puede bullir a medida que asciende hacia

(*) A medida que aumentan las concentraciones de sal las entalpías de las soluciones y los vapores coexistentes se separan de los correspondientes al agua y vapor puros. En el sistema $\text{ClNa-H}_2\text{O}$, la separación es muy pequeña para salinidades inferiores a 10.000 mg/kg (R.W. Potter, comunicación verbal) no habiéndose aplicado a estos diagramas correcciones de entalpía para cambios en las concentraciones de sal.

la superficie, y esta ebullición dar lugar a que el contenido final en cloruros sea superior al correspondiente en el agua J.

El punto A en la Figura 5.17, ha sido dibujado para ilustrar que se puede relacionar un agua inicial profunda P, con un tipo de agua A, mediante varios mecanismos:

- (1) el agua P puede primero bullir para producir agua B, y entonces el agua B, puede mezclarse con algo de agua G, para dar agua A;
- (2) el agua P puede en primer lugar mezclarse con algo de agua G para dar agua M, y el agua M, puede entonces bullir para producir agua A;
- (3) el agua P puede enfriarse conductivamente para dar directamente agua A, sin necesidad de procesos de ebullición o mezcla.

Aunque el cloruro y la entalpía del agua A, son los mismos con independencia del camino recorrido desde P a A, es probable que los constituyentes químicos volátiles puedan variar dependiendo de si tienen lugar procesos de ebullición antes o después de los procesos de mezcla, o no suceden en absoluto.

En la mayoría de las localidades todas las aguas de fuentes termales que han alcanzado la superficie, son aguas mezcladas o han sido químicamente equilibradas en yacimientos intermedios o superficiales, o en acuíferos. De esta forma, no se puede obtener información directa sobre el agua más caliente que existe en profundidad, mediante la utilización de geotermómetros químicos, tales como la sílice (Fournier y Rowe, 1966) o Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973). Para solucionar esta dificultad se pueden utilizar las relaciones entre la entalpía y los cloruros. Las informaciones sobre entalpías y contenido en cloruro de las aguas subálveas, tales como A, C y N de la Figura 5.17, se pueden obtener de distintos métodos:

- (1) mediante medidas directas de aguas extraídas de pozos superficiales;

- (2) estimaciones basadas en las composiciones de las fuentes termales calientes utilizando geotermómetros químicos, tales como el silicio y el Na-K-Ca, y a continuación efectuando correcciones para compensar las posibles pérdidas de vapor según ha sido presentado por Fournier et al. (1974, 1976a); y
- (3) estimaciones basadas en los modelos de mezclas de fuentes termales (Truesdell y Fournier, 1977).

Un ejemplo para ilustrar el empleo de la información proveniente de fuentes termales calientes, es la entalpía del punto C, obtenida a partir de la composición de las fuentes E, F ó L, o cualquiera de las combinaciones ellas. Si se utiliza la composición de una fuente en fase de ebullición con una descarga mayor de aproximadamente 300 litros por minuto, tal como el caso E, es preciso realizar una corrección para la evaporación máxima probable de la concentración de cloro debida al efecto de ebullición durante el ascenso hacia la superficie. Para realizar dichos análisis se debe proceder de la siguiente manera: calcular la temperatura del agua de la fuente E, mediante el empleo de geotermómetros químicos (Fournier y Rowe, 1966; Fournier y Truesdell, 1973) y a continuación convertir la temperatura calculada a entalpía utilizando las tablas de vapor (Keenan et al., 1969). De esta forma se obtiene la entalpía del punto C. A continuación se representa el punto E en el diagrama entalpía-cloruro, utilizando la temperatura medida y el contenido en cloruro del agua de la fuente termal, y a continuación se dibuja una línea recta desde E a S, el punto de vapor con un contenido 0 en cloruros y 664 cal/g. A lo largo de esta línea hay que marcar las entalpías de C, calculadas con anterioridad. Esta determinación gráfica nos da los contenidos en cloruros de C, corregidos para el máximo posible de separación de vapor. Las fuentes termales en ebullición con flujos inferiores a aproximadamente 200 a 300 l/minuto, puede que se hayan enfriado parcialmente por conducción y parcialmente por formación de vapor. En dicho caso el contenido de cloruro inicial calculado para el agua profunda es ambiguo. Si se utiliza una fuente termal que no está en ebullición, tal como el caso F (y, utilizando los criterios discutidos por Fournier et al., 1976b, parece razonable deducir que o F no corresponde a un agua mezclada, o algún

equilibrio químico ha tenido lugar después del proceso de mezclado), se puede suponer que no hay separación de vapor durante el proceso de ascensión a la superficie y que el punto C se podrá representar directamente por encima de F a la entalpía obtenida utilizando geotermómetros químicos y tablas de vapor.

En la Figura 5.17 se supone que la entalpía y el contenido en cloruro de A y N, ha sido calculado utilizando datos de una fuente termal, según los procedimientos discutidos anteriormente (el punto N pudiera haberse obtenido bien a través de la fuente R de agua mezclada caliente o a partir de la fuente en ebullición K y el punto A, haberse obtenido a partir de la fuente en ebullición H). Si además suponemos que A y N están relacionados con un agua "primitiva", dicha agua debe situarse en el campo de cloruro-entalpía, en, o por encima de, y a la izquierda de la proyección de la línea de mezcla G-N-M y en, o por encima de, y hacia la derecha de la extensión de la curva de ebullición H-A-M (curva 2). La entalpía mínima posible de dicha agua, viene dada por la intersección de las dos líneas, el punto M. De igual manera, si los puntos C y N son conocidos, gracias a información obtenida a partir de un sondeo superficial o a partir de estimaciones utilizando las composiciones de fuentes termales, la entalpía mínima del agua primitiva común viene dada por el punto P, intersección de las líneas de mezcla y ebullición que pasan a través de N y C respectivamente. Estos principios discutidos hasta ahora han sido utilizados para interpretar las temperaturas del subsuelo y las relaciones de mezclas en varios sistemas geotérmicos a partir de datos de fuentes termales, con el objeto de testificar la utilidad del modelo.

Los círculos que se presenta en la Figura 5.18, muestran los valores de entalpía-cloruros calculados del subsuelo para aguas de fuentes termales en Cerro Prieto, Méjico, utilizando datos de fuentes calientes publicadas por Mercado (1968). La mayoría de las fuentes de encuentran por debajo de la temperatura de ebullición, y los contenidos en sílice son irregulares con respecto a las temperaturas de las fuentes (Figura 5.18), lo cual sugiere que ha habido precipitación de sílice durante el movimiento de ascenso de las aguas hacia la superficie. Por tanto, las temperaturas estimadas mediante el empleo

de Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973) se utilizaron para calcular las entalpías de los puntos representados. Las fuentes 5, 49 y 50 (Figura 5.18) pueden en parte corresponder a aguas calentadas por vapor, de forma que las entalpías calculadas sean anómalamente altas y los contenidos en cloruros anómalamente bajos. Por tanto, no se han incluido en la determinación de la línea superior de mezcla, curva C.

La curva C se ha dibujado de forma radial a partir de G, correspondiente a la entalpía y contenido en cloruro estimado para el agua subterránea no termal de la región. La curva C es la línea de mezcla que representa el límite superior para todos los puntos estimados excepto los tres anteriormente referidos. La curva A es el límite superior de la curva de ebullición. La intersección de las curvas A y C es el punto P, donde la entalpía del agua líquida, 372 cal/g, requiere una temperatura de 335°C. Las curvas D y B proporcionan un límite más conservador para la mayoría de los puntos y la intersección de estas dos curvas se encuentra a una entalpía que requiere una temperatura del agua de 315°C. La curva E establece el límite inferior para las aguas que parecen representar mezclas. Si un agua común "primitiva" está presente en el sistema, debe tener una temperatura al menos de 315° y posiblemente superior a 335°C. De esta forma, utilizando solamente esta información de las fuentes termales calientes y el modelo de mezcla entalpía-cloruros, podría haber sido posible antes de la perforación predecir con precisión que se iban a encontrar aguas mezcladas, con temperaturas superiores a los 300°C en algunas partes del sistema. Si se parte de una posición optimista, asumiendo que las fuentes 5 y 49 (Figura 5.18) representan puntos válidos (no tienen la componente "vapor-calentado"), para la determinación del límite superior de las relaciones de mezcla en el diagrama entalpía-cloruros, se pueden deducir una temperatura del subsuelo mínima de aproximadamente 370°C. Esta temperatura se aproxima a la indicada por Mercado (1970) para el pozo M-10. Los puntos representados por diamantes muestran los datos de entalpía-cloruros de aguas profundas producidas en pozos, utilizando datos presentados por Reed (1976). Varios de dichos pozos producen aguas que se representan a lo largo de, o próximos a la curva B (Figura 5.18), la curva de ebullición. Por tanto, las aguas

que entran en dichos pozos están probablemente relacionadas por ebullición simple. Otros pozos producen aguas que se representan bastante separadas, hacia la izquierda de la curva B, dentro de la región definida por las curvas C y E. Las aguas de dichos pozos corresponden a aguas mezcladas.

En la Figura 5.19, construida utilizando datos de W.A.J. Mahon (en Lloyd, 1972), se muestran los valores de entalpía-cloruros del subsuelo calculados para las aguas de Orakeikorako, Nueva Zelanda. Se utilizó el geotermómetro de la sílice para estimar las temperaturas en profundidad de aguas provenientes de fuentes en ebullición. La temperatura máxima del subsuelo, indicada mediante el geotermómetro de la sílice, es de aproximadamente 215°C. Las aguas representadas por una estrella con temperaturas de 237 y 181°C, representan acuíferos calculados utilizando las fuentes indicadas por círculos y la técnica del modelo de mezclado de aguas termales según Truesdell y Fournier (1977). Si se considera solamente la información proveniente de las fuentes en ebullición, se puede suponer un agua "primitiva" a 263°C (temperatura mínima), con aproximadamente 340 ppm Cl (aproximado 475 ppm Cl después del enfriamiento descompresivo y la separación de vapor a la presión atmosférica) a partir de la intersección de las curvas 1 y 2. En el yacimiento de Orakeikorako se ha definido una temperatura de 260°C (Ellis, 1966) en uno de los pozos (el pozo número 2). Sin embargo, el contenido en cloruro del agua de ese pozo es 546 ppm en vez de 475 ppm, una vez que ha tenido lugar la separación de vapor a la presión atmosférica. Pero, si se supone como válido el modelo de mezcla de agua termal en el punto a 237°C, se puede estimar un agua "primitiva" a 283°C con aproximadamente 370 ppm Cl (aproximadamente 555 ppm Cl después de la separación de vapor) a partir de la intersección de las curvas 1 y 3. Aunque dicha agua a 283°C no ha sido confirmada mediante perforación profunda, el contenido en cloruro predicho después de la ebullición máxima a la presión atmosférica (555 ppm) es muy próximo al encontrado en el agua producida por el pozo número 2. Lo anteriormente expuesto sugiere la presencia de un acuífero a temperatura superior a 260°C, a una profundidad superior a la que se ha alcanzado con la perforación realizada.

Las temperaturas medidas de los acuíferos encontrados mediante tres pozos relativamente superficiales, son las siguientes: OK-6, 212^oC; OK-2, 218-224^oC; y OK-3, 232-241^oC. El acuífero de 237^oC que se predijo utilizando el modelo de mezclado de aguas termales, se sitúa de una forma perfecta dentro del rango de temperaturas del acuífero actual encontrado en el pozo OK-3, 232-241^oC.

En la Figura 5.20 se representan los valores calculados de entalpía-cloruros para las aguas del subsuelo del Yellowstone National Park. Los puntos del diagrama se calcularon a partir de Fournier et al. (1976a) utilizando grupos de fuentes termales de composición similar encontradas en diferentes ubicaciones geográficas. En la Figura 5.20 se muestra que las aguas de las zonas "a" a "d", curva 4, dentro de la caldera Yellowstone, están relacionadas por procesos de mezcla de agua caliente con agua fría. Aunque la temperatura superior encontrada en sondeos superficiales (menos de 330 m de profundidad) fue de 238^oC (White et al., 1975), es bastante razonable suponer que el sistema hidrotermal de Yellowstone Park, tenga una temperatura muy superior, dado que se piensa que existe por debajo de la caldera, a una profundidad relativamente pequeña, la parte superior de un cuerpo magmático de grandes dimensiones (Eaton et al., 1975). La temperatura superior predicha mediante la aplicación de geotermómetros químicos directamente sin los modelos de mezcla, es de aproximadamente 270^oC en Norris, y la mayoría de las aguas de las fuentes en cualquiera de las localidades, predicen temperaturas de 170 a 215^oC (Puntos b, c y d, y la Cuenca Superior en la Figura 5.20) (Fournier et al., 1976a). Perforaciones realizadas en Midway y Lower Geyser indicaron la presencia de acuíferos con temperaturas entre 170^oC y 200^oC aproximadamente. Las perforaciones realizadas en Norris demostraron que la temperatura del acuífero es superior a 238^oC (White et al., 1975). En el caso de que existiera un agua común primitiva en Yellowstone Park, dicha agua debería tener una temperatura mínima de 337^oC.

En la discusión anterior no se ha ilustrado la situación en la cual la componente del agua fría tiene un contenido en cloruro superior a la componente del agua caliente profunda. Donde este fenómeno sucede, las relaciones entre las mezclas y ebulliciones pueden dificultar

la separación, dado que tanto las líneas de mezcla como de concentración por evaporación tienden hacia la misma dirección. En la Figura 5.21, el agua fría, no termal, G, está situada en el extremo inferior derecho del diagrama, siendo P la componente del agua caliente profunda. Las líneas de mezcla G-A-P y G-C son radiales a G y tienen pendientes menores que las líneas S-P-C y S-A-B de concentración de evaporación. Si se conocen el punto G y al menos otros dos puntos tales como A y C, se puede realizar una estimación de la entalpía mínima y el contenido máximo en cloruro de un agua de composición similar, posible, P. El punto P es la intersección de la línea de concentración evaporación, dibujada a través de C y la línea de mezcla dibujada a través de A. Hay que hacer la salvedad de que se debe tomar precaución para distinguir entre aguas relacionadas por concentración por evaporación y aquellas relacionadas por enfriamiento conductivo. Por ejemplo, en la Figura 5.21, se supone que el punto E está relacionado con el punto P por enfriamiento conductivo. Si se considera erróneamente que el agua representada por E se ha enfriado adiabáticamente, se interpretaría la existencia de un agua primitiva en F, totalmente errónea.

En la Figura 5.21 si el componente de agua tiene un contenido en cloruro próximo o situado entre los puntos D y E, sería necesario utilizar algún otro constituyente para separar las relaciones entre los procesos de mezcla y ebullición.

V.2.6 Ecuaciones de Mezclas Sílice-Entalpía.

La concentración de la sílice, en contra de lo que sucede con el cloro, viene regulada por la temperatura. Sin embargo, en fuentes con un alto flujo y en fuentes con temperatura por debajo de los 150°C, la sílice de temperatura alta puede persistir. De esta forma, el método de entalpía-sílice, puede a veces proporcionar información adicional sobre la temperatura original en casos donde el método entalpía-cloruro no puede. Esta situación es especialmente cierta allí donde se produce un enfriamiento conductivo, que ha dado lugar a la eliminación de la mayoría de la información sobre la entalpía original. El mejor tratamiento del método entalpía-sílice, es el proporcionado por Fournier y Truesdell (1974). Un modelo simplificado ha

sido preparado por Truesdell y Fournier (1977), ambos modelos se discuten en este capítulo.

El geotermómetro de la sílice (Fournier y Rowe, 1966) ha sido el indicador químico más fiable de la temperatura de un yacimiento en un sistema de fuentes con un alto contenido en sílice, caracterizadas por depósitos de sinter y por aguas en ebullición. Sin embargo, hay una ambigüedad en la utilización del contenido en sílice de una fuente templada, para testificar el equilibrio agua-roca, a la temperatura de la fuente: un contenido elevado en sílice, puede ser debido, o bien a la solución de cuarzo a mucha más elevada temperatura (con o sin la subsiguiente mezcla de aguas caliente y fría), o a la solución de cristobalita o sílice amorfa a la temperatura de la fuente. Por tanto, el geotermómetro de la sílice (Fournier y Rowe, 1966) debe usarse con gran precaución para testificar el equilibrio agua-roca, a la temperatura de la fuente. Aunque pueden darse soluciones sobresaturadas en sílice en la naturaleza a través de un amplio rango de temperaturas, no es razonable que persistan por largos períodos de tiempo por encima de 150°C (Fournier, 1973). Esta aseveración es crítica para los modelos que se presentan en este estudio.

MODELOS DE MEZCLA

En la Figura 5.22 se presentan esquemáticamente dos modelos de mezcla que permiten el cálculo de la temperatura y la fracción del componente de agua caliente. En el modelo 1, Figura 5.22, el agua caliente asciende a través de canales permeables, posiblemente una falla o una fractura. Dependiendo de la temperatura inicial, el agua puede bullir (enfriamiento adiabático) durante el proceso de ascensión. En este caso, el agua y el vapor formado ascienden al unísono. En algún punto, M en la Figura 5.22, el agua caliente se encuentra con agua fría proveniente de un estrato permeable. A la profundidad donde sucede la mezcla, el peso de una columna de agua fría que se extiende hasta la superficie, es mayor que el peso del agua mezclada templada. Por tanto, las relaciones de presión son tales, que el agua fría penetra en el canal de agua caliente y la mezcla fluye hasta la superficie, dando lugar al alumbramiento de

una fuente termal. Dependiendo de la proporción de agua caliente y fría y de las entalpías iniciales de cada una de ellas, la fuente puede tener una temperatura que oscila desde muy baja, a la temperatura de ebullición.

En el modelo 2, Figura 5.22, se supone que la ebullición tiene lugar en el agua ascendente caliente y que parte o la totalidad del vapor resultante se separa del agua (punto S) antes de que dicha agua caliente se mezcle con el agua fría. Se marca en dicha figura una fumarola, allí donde emerge el vapor, y una fuente termal caliente, allí donde el agua caliente mezclada con el agua fría, emerge en la superficie. Alternativamente, el vapor que se ha separado puede posiblemente condensarse y combinarse con agua subterránea próxima a la superficie para dar lugar a otra fuente termal, lo cual no está de acuerdo con los métodos que aquí se sugieren. Por esta razón se debe prestar especial atención, al carácter químico de las fuentes.

Si el canal por encima de S se llena con vapor, la ebullición en S tendrá lugar a la presión atmosférica, suponiendo que hay unos cuantos elementos constriñentes en el canal o impedimentos para que dicho vapor escape (no tienen lugar procesos de aceleración). Si se produce una aceleración del vapor, o si el canal está parcial o totalmente lleno de agua, la ebullición y el escape de vapor en S sucederá a una presión muy superior a la atmosférica.

En ambos modelos presentados en la Figura 5.22, los cálculos dependen del conocimiento de la temperatura y el contenido en sílice del agua fría, antes que tenga lugar el proceso de mezclado* y los correspondientes del agua de la fuente termal caliente, después de los procesos de mezcla. Además, se debe suponer que el contenido inicial en sílice del agua caliente profunda, vienen controlado por la solubilidad del cuarzo y que no hay una solución o deposición de sílice antes o después del proceso de mezcla. Se ha mostrado en numerosas observaciones que el agua natural profunda en los siste-

(*) Si la temperatura promedio y el contenido en sílice del agua no termal en la región no se conoce, se sugiere que se estime la media anual de la temperatura y se utilicen 25 mg/l de sílice, en una primera aproximación.

mas de fuentes termales calientes, generalmente está saturada con cuarzo (Mahon, 1966; Fournier y Truesdell, 1970; Ellis, 1970; Fournier, 1973). Además, las observaciones realizadas en el Yellowstone National Park (Fournier y Truesdell, 1970) y en otras localidades (White, 1974) sugieren que el agua en ebullición ascendente, generalmente no disuelve o precipita sílice si la velocidad de flujo ascendente es rápida.

En los cálculos que a continuación se presentan, el modelo 1 proporciona un máximo probable de temperatura del subsuelo obtenido a partir de la componente "agua caliente", y el modelo 2 un mínimo probable de la temperatura del subsuelo. Sobre las bases del carácter total químico y físico de las fuentes templadas, su relación con otras fuentes calientes y fumarolas, y su ambiente geológico, es posible seleccionar la temperatura más correcta. Aún cuando dicha precisión no sea posible, información sobre un posible rango de temperaturas del subsuelo es de gran interés.

CALCULOS

MODELO 1

En este modelo la entalpía del agua caliente y del vapor que calienta el agua fría, es la misma que la entalpía inicial del agua caliente profunda. Se pueden establecer dos ecuaciones con dos incógnitas -la temperatura del agua caliente y las proporciones agua caliente/fría- dado que el contenido en sílice y la temperatura de la fuente termal son funciones distintas de la temperatura original del componente agua caliente. La primera ecuación relaciona el contenido en calor o entalpías del agua caliente, H_{hot} ; agua fría, H_{cold} ; y agua de la fuente H_{spg} ; y las fracciones de agua fría, X , y de agua caliente, $1-X$, de la siguiente manera:

$$(H_{cold})(X) + (H_{hot})(1-X) = H_{spg} \quad |5.6|$$

Por debajo de los 100°C la entalpía del agua líquida coexistente con el vapor (agua saturada) en calorías por gramo, es esencialmente equivalente en magnitud a la temperatura del agua en grados

Celsius. Por encima de los 100°C la relación de la temperatura y la entalpía del agua saturada se puede calcular a partir de las tablas de vapor (Tabla 5.7).

De forma similar, la segunda ecuación relaciona los contenidos en sílice del agua caliente, Si_{hot} ; agua fría, Si_{cold} ; y agua de la fuente, Si_{spg} , según:

$$(Si_{cold})(X) + (Si_{hot})(1-X) = Si_{spg} \quad |5.7|$$

La relación de la sílice disuelta a la temperatura del acuífero que suministra la componente de agua caliente, viene dada por la solubilidad del cuarzo y la presión de vapor de la solución (Morey y otros, 1962; Fournier, datos no publicados, 1974). Una solución gráfica se puede obtener de la siguiente manera:

1. Se supone una serie de valores de entalpía para el agua caliente para las temperaturas enumeradas en la Tabla 5.7 y se calcula X_t de cada una, con la siguiente fórmula:

$$X_t = \frac{\text{Entalpía agua caliente} - \text{Temperatura fuente caliente}}{\text{Entalpía agua caliente} - \text{Temperatura fuente fría}} \quad |5.8|$$

2. Se representan los valores calculados de X_t en relación con las temperaturas de las cuales se ha estimado los valores de entalpía de agua caliente (ver Figura 5.23, curva A).
3. Suponer una serie de valores de contenido en sílice del agua caliente apropiados de acuerdo a la gama de temperaturas y evaluar X_{Si} para cada contenido en sílice, de acuerdo con la ecuación:

$$X_{Si} = \frac{\text{Sílice agua caliente} - \text{Sílice fuente templada}}{\text{Sílice agua caliente} - \text{Sílice fuente fría}} \quad |5.9|$$

4. Sobre el gráfico previamente utilizado, marcar los valores de X_{Si} calculados en relación a las temperaturas para cada uno de los contenidos en sílice obtenidos (ver Figura 5.24, curva B).
5. El punto de intersección da la temperatura estimada de la componente de agua caliente y la fracción de agua fría.

Puede que las dos curvas no se intersecten (Figura 5.24) o puede que se intersecten a una temperatura demasiado alta para ser razonable. Estas situaciones sucederán si el agua caliente ascendente pierde vapor o calor antes del mezclado con el agua fría (modelo 2), o si la mezcla de agua disuelve una cantidad adicional de sílice debido por ejemplo al contacto con sílice amorfa. Por tanto se recomienda que el modelo de mezcla, descrito anteriormente, se utilice con extrema precaución para aguas de fuentes termales cálidas, las cuales tienen contenidos en sílice aproximadamente iguales a la solubilidad de la sílice amorfa a la temperatura de la fuente. Para temperaturas por debajo de los 200°C la solubilidad aproximada de la sílice amorfa se puede calcular a partir de la ecuación:

$$-\log C = \frac{731}{T} - 4.52 \quad |5.10|$$

1. Usar la temperatura de ebullición atmosférica para el valor de H_{hot} en la ecuación |5.6| y calcular el valor de X correspondiente.
2. Usar el valor de X de la ecuación |5.7| para estimar el contenido en sílice residual del agua caliente a T_s .
3. Utilizar el contenido calculado en sílice residual y la curva A de Fournier y Rowe (1966, Figura 5) para estimar la temperatura original del agua subterránea, antes de la separación del vapor. La curva A de Fournier y Rowe es aproximadamente la dada por la ecuación:

$$-\log C = \frac{1522}{t^{\circ}\text{C} + 273} - 5.75 \quad |5.11|$$

Si hay una surgencia de vapor sobrecalentado en fumarolas cercanas o si existen otras razones que permitan creer que el vapor escapa a presiones mayores que la atmosférica, se debe utilizar el siguiente procedimiento alternativo:

1. Asumir un valor de T_s apropiado para la presión a la cual el vapor se considera que escapa en el punto S de la Figura 5.22.
2. Utilizar las tablas de vapor para determinar el contenido en calor del agua líquida en calorías por gramo en T_s y sustituir dicho valor en la ecuación |5.6| para estimar el correspondiente valor de X.
3. Utilizar el valor de X en la ecuación |5.7| para estimar el contenido residual en sílice del agua caliente en T_s .
4. Estimar el contenido en sílice, C, que habría estado presente en la componente de agua caliente si el vapor hubiera escapado a la presión atmosférica utilizando la relación

$$C = \frac{\text{Sílice residual}}{1 - \frac{x}{1-y}} \quad |5.12|$$

donde X es la fracción de vapor que se forma en el paso de T_s a la temperatura de ebullición a presión atmosférica (ver Figura 5.25) e "y" es la fracción de vapor formado yendo desde la temperatura original hasta T_s . En la ecuación |5.12| "y" y C son incógnitas. Sin embargo, el valor de "y" generalmente variará de 0 a aproximadamente 0,3, y como una primera aproximación se puede tomar un valor de 0,1.

5. Utilizar el valor de C y la curva A de Fournier y Rowe (1966, Figura 5) o la ecuación |5.11| para estimar la temperatura original del subsuelo antes de la separación del vapor.

Es posible realizar una estimación más precisa si se ejecuta un proceso iterativo, en el cual el valor de "y" se ajusta para reflejar las sucesivas estimaciones de la temperatura original. En general la precisión global del método no garantiza la realización de este esfuerzo adicional.

EJEMPLOS DE APLICACION

Los modelos de mezcla propuestos han sido utilizados en algunas de las fuentes de aguas termales con gran cantidad de flujo del parque nacional de Yellowstone. Los resultados obtenidos son geológicamente razonables pero fueron comprobados mediante la perforación de sondeos poco profundos en la proximidad de una de las fuentes que se utilizaron para el estudio (Interchange Spring).

El contenido promedio en sílice del agua subterránea no termal del parque es de 25 ± 2 mg/l y la temperatura de la fuente más fría fue 5°C , lo cual está en buena concordancia con la temperatura media anual de 4°C .

La fuente Terrace, próxima a Madison Junction tiene un flujo de aproximadamente 5.500 l/min, la temperatura del agua es 62°C y el contenido en sílice es 140 mg/l (Allen y Day, 1935). Los contenidos en Na, K y Ca del agua, establecen una temperatura estimada del acuífero de 200°C , utilizando el método de Fournier y Truesdell (1973). Dado que esta temperatura es muy superior a la temperatura de la fuente medida de 62°C , se supone que el agua de la fuente corresponde a un tipo de agua mezclada.

Las fracciones de agua fría calculadas, suponiendo varias temperaturas de agua caliente y suponiendo el modelo 1 y las ecuaciones |5.8| y |5.9| se han representado en la Figura 5.23, curvas A y B. Las curvas se intersectan a 265°C con una fracción de agua fría de 0,79. Esto corresponde a una temperatura estimada del acuífero muy alta, y se puede pensar que dicha temperatura sería la temperatura máxima probable de la componente del agua caliente.

A pesar de que no hay fumarolas cercanas, charcas termales en ebullición u otras manifestaciones físicas que indiquen el modelo 2 como una posibilidad razonable, se aplicó dicho modelo al Terrace Spring para establecer un límite inferior a la temperatura del subsuelo máxima probable de aquella localidad.

La curva C de la Figura 5.23 se generó suponiendo varios valores de T_s y utilizando las ecuaciones |5.11| y |5.12|, y otras relaciones como se discutió en la sección de cálculo. Si se produjo un escape de vapor a la presión atmosférica durante el ascenso de agua en ebullición, la componente de agua caliente debería haber estado a una temperatura de aproximadamente 92°C en el momento de su mezcla con agua fría, y la temperatura original de dicha agua caliente debería haber sido 165°C (punto Q, Figura 5.23). Dicha temperatura es la temperatura mínima probable del acuífero que suministra la componente de agua caliente. Si se suponen temperaturas más elevadas para el escape del vapor, se requieren mayores fracciones de agua fría dando como resultado estimaciones de temperaturas más elevadas, como se indica en la curva C de la Figura 5.23. De nuevo, la temperatura límite superior probable es de aproximadamente 265°C, donde las curvas A, B y C se intersectan en un punto común.

En el caso de Terrace Spring el acuífero que suministra el agua caliente está probablemente más próximo a la temperatura de 265°C que a la de 165°C. La fuente está situada entre Lower Geyser Basin (9 km hacia el sur) y Norris Geyser Basin (14,5 km hacia el nor-este) en una posición que corresponde con un punto topográfico relativamente bajo, a lo largo de una falla que delimita una importante caldera (Keefer, 1971; Christiansen y Blank, 1972). Perforaciones realizadas recientemente por el U.S. Geological Survey, han demostrado que las temperaturas del subsuelo en Lower Geyser Basin superan los 205°C; las temperaturas en Norris Geyser Basin, superan los 240°C (White et al., 1968). Los geotermómetros de sílice y Na-K-Ca aplicados a la fuente de agua en ebullición de Norris sugieren unas temperaturas del subsuelo de 250 a 270°C.

El contenido en Cl de Terrace Spring, 64 mg/l, está de acuerdo con la temperatura superior del acuífero y la correspondiente fracción de agua fría calculada. Dada la concentración de Cl en la fuente y el promedio de Cl en las aguas no termales de la región (1 mg/l), el contenido en Cl del agua caliente en profundidad se puede estimar, asumiendo cualquier proporción de mezcla que se desee entre agua caliente y fría. La curva D, Figura 5.23 muestra los resultados de dicha estimación. Para una fracción de agua fría de 0,79, el contenido en Cl de la fracción de agua caliente debería ser aproximadamente 300 mg/l (punto P, Figura 5.23). Este valor está próximo al contenido en Cl del agua termal (antes de la pérdida de vapor), definido en Lower Geyser Basin.

En el segundo ejemplo, el modelo de mezcla 1 no da resultados, pero el modelo 2 produce resultados excelentes. La Interchange Spring en Black Sand Basin se produjo como resultado de la excavación por la construcción de una carretera alrededor de la zona Old Faithful. La fuente tenía una temperatura de 76°C, un contenido en sílice de 270 mg/l, y un flujo de aproximadamente 2.000 l/min. El contenido en Na-K-Ca sugiere una temperatura de 205°C. En la Figura 5.24 se han representado las fracciones calculadas de agua fría según las temperaturas de la componente de agua caliente.

El elemento más notable de la Figura 5.24 es que la curva A, basada en las consideraciones entálpicas, y la curva B, basada en consideraciones sobre el modelo 1 de sílice, no se intersectan. Evidentemente o ha habido un escape de vapor de la componente del agua caliente antes del proceso de mezcla, o el agua caliente de la fuente disolvió una cantidad de sílice en exceso después de que tuvo lugar el proceso de mezcla. El agua templada puede que esté tomando sílice en exceso, ya que emerge a través de arenas y gravas compuestas principalmente por obsidina no alternada. Los vidrios de obsidina se pueden disolver incrementando así la solución acuosa de sílice hasta la saturación con respecto a la sílice amorfa. A 76°C la solubilidad de la sílice amorfa es de 266 mg/l, lo cual está dentro del error analítico de un contenido en sílice de 270 mg/l en el agua de la fuente.

Es más razonable suponer la primera alternativa como cierta, dado que el intenso flujo existente en esa fuente hace que el equilibrio de la sílice amorfa sea poco razonable de alcanzar, y porque el modelo 2 proporciona resultados que están de acuerdo con lo que se conoce sobre las temperaturas del subsuelo próximas al Interchange Spring.

La variación de la temperatura del agua caliente original con relación a la fracción del agua fría en la fuente termal, curva C, Figura 5.24, se ha basado en las consideraciones del modelo 2. Si se produce un escape de vapor a presión atmosférica antes de la mezcla de agua caliente y agua fría, el resto del agua caliente debería haber estado a una temperatura de 92°C (temperatura de ebullición a la altitud de la fuente) y su temperatura original debería haber sido de aproximadamente 200°C (punto Q, Figura 5.24).

Si se utilizan las consideraciones del contenido en cloruros, las temperaturas estimadas son aproximadamente las mismas. El contenido en cloruro de Interchange Spring, es de 224 mg/l, los contenidos en cloruro calculados para la componente de agua caliente, suponiendo varias fracciones de mezcla de agua fría, vienen indicadas por la curva D, de la Figura 5.24. La máxima concentración de cloro encontrado en las descargas de las fuentes en ebullición y los geisers en Black Sand Basin fue 315 mg/l. Es de suponer que esta concentración de cloro residual se ha obtenido después de la separación máxima de vapor debido a un proceso de enfriamiento adiabático por ascenso del agua. Por tanto, el contenido máximo de Cl de la componente de agua caliente en Interchange Spring, debe haber sido de aproximadamente 315 mg/l; la fracción máxima correspondiente al agua fría 0,285 (punto P, Figura 5.24). Esto requiere que la componente de agua caliente tenga una temperatura de 110°C o menos, durante el proceso de mezcla. Para una fracción de agua fría de 0,285, la curva C de la Figura 5.24 muestra una temperatura de agua caliente original de aproximadamente 208°C (punto R).

Los contenidos en sílice de las fuentes en ebullición y geisers en las proximidades de Interchange Spring, indican una temperatura de acuífero de 190 a 205°C. Además, dos sondeos superficiales

perforados en la proximidad, indicaron temperaturas del subsuelo superiores a los 170 y 180°C. Ambos sondeos se terminaron antes de que se alcanzara un máximo o el equilibrio de la temperatura. Un sondeo está a aproximadamente 900 m al sureste y tiene una temperatura de fondo de 180°C (Tenner, 1936). El otro está situado a aproximadamente 600 m hacia el oeste y tiene una temperatura de fondo de 170°C (White et al., 1968; Honda y Muffler, 1970).

Aparentemente el sistema hidrológico que suministra agua al Interchange Spring, es muy similar al modelo 2. Se puede suponer que la fracción de agua caliente en Interchange Spring, proviene de un acuífero a temperaturas entre 200 y 208°C. Que el agua se enfría adiabáticamente, formando vapor a medida que asciende hacia la superficie. En un nivel superficial, pero antes de que se produzca el mezclado con agua fría, la fracción de entalpía alta de vapor se separa del resto del agua líquida con menor entalpía. Este agua con baja entalpía con temperaturas entre 92 y 110°C se mezcla con agua fría dando como resultado una mezcla de agua a 76°C. La fracción de vapor que se ha separado, probablemente emerge a unos 350 m al noroeste de Interchange Spring en Pine Springs, donde aflora una fuente con ebullición violenta, aunque con poca o ninguna descarga de importancia.

Teóricamente, fuentes calientes con gran flujo en una determinada zona, con diferentes temperaturas y diferentes composiciones, deberían dar las mismas estimaciones de temperaturas de agua caliente. Tal es el caso encontrado en dos fuentes con gran flujo, localizadas entre Biscuit Basin y Midway Geyser Basin en el Parque Nacional de Yellowstone. Las fuentes tienen temperaturas de 49 y 61°C y contenidos en sílice de 100 y 122 mg/l respectivamente. Aplicando el modelo 1, la intersección de las curvas A y B, Figura 5.26, indica una fracción de agua fría de 0,82 para la fuente a 49°C y 243°C como la temperatura máxima probable de la componente de agua caliente. La intersección de las curvas C y D, Figura 5.26, proporciona exactamente la misma temperatura, 243°C, para la fuente con agua a 61°C. Como sería de esperar, la fracción de agua fría, 0,77, es menor en el agua a 61°C que en el agua a 49°C. Aplicando el modelo 2, y suponiendo $T_S = 100°C$, se obtienen una temperatura

mínima probable de 166°C para la temperatura original de la componente de agua caliente en cada fuente, lo cual indica claramente que ambas aguas se han mezclado en distintas proporciones. Desafortunadamente, la información adicional disponible es insuficiente para determinar cual temperatura es la más correcta, la alta o la baja.

V.2.7 Sílice-Entalpía. Método Simplificado.

A continuación se presentan procedimientos gráficos simplificados para obtener resultados concernientes a la sílice-entalpía. Estos métodos utilizan el gráfico de Fournier y Rowe (1966, Figura 5), de la cantidad de sílice disuelta con respecto a la temperatura, como se muestra en la Figura 5.27 en la que se representan la sílice disuelta con relación a la entalpía del agua líquida en equilibrio con el vapor. Para simplificar el procedimiento, hemos escogido representar la entalpía en calorías de la Tabla Internacional (cal_{IT} por gramo (por encima de los 0°C)) en vez del sistema que utiliza julios por gramo, dado que la entalpía del agua líquida es aproximadamente igual a la temperatura.

Cuando se utiliza la Figura 5.27, se puede suponer que bien no ha habido una pérdida de vapor o calor de la componente de agua caliente antes del proceso de mezcla, o que el vapor se ha separado de la componente de agua caliente a una temperatura intermedia antes del proceso de mezcla. En cualquiera de los dos casos, es preciso suponer que no ha habido pérdida de calor después del proceso de mezcla, que el contenido inicial en sílice del agua caliente en profundidad viene controlado por la solubilidad del cuarzo, y que no existe una disolución a posteriori o deposición de sílice antes o después de la mezcla.

El procedimiento de empleo de dicho método es el siguiente, suponiendo que no hay pérdida de vapor o calor antes del mezclado:

1. Determinar o estimar la temperatura y el contenido en sílice de las aguas no termales de la región y representarlas como un punto en la Figura 5.27, gráfico de la sílice-entalpía. Repre-

sentar las temperaturas en grados Celsius como calorías. Se trata del punto A de la Figura 5.28.

2. Representar la temperatura y el contenido en sílice de las aguas de las fuentes templadas en el gráfico, punto B de la Figura 5.28 (representado de nuevo la temperatura como calorías).
3. Dibujar una línea recta que pase por los dos puntos y prolongar dicha línea hasta que intersecte a la curva de solubilidad del cuarzo, punto C de la Figura 5.28. El punto C es el contenido en sílice y entalpía de la componente de agua profunda caliente.
4. Obtener la temperatura de la componente de agua caliente, a partir de su entalpía utilizando las tablas de vapor (Keenan et al., 1969) o la Figura 5.29.
5. Determinar la fracción de agua caliente en la fuente termal dividiendo la distancia AB por la distancia AC.

Es posible que el punto B coincida con valores muy altos de sílice según la extensión de la línea AB en su intersección con la curva de solubilidad del cuarzo. Esto puede ser debido a que se haya estimado un valor demasiado bajo del contenido en sílice del agua no termal, y este valor podrá incrementarse si parece razonable. Alternativamente, la componente de agua caliente puede haber perdido calor, pero no sílice, antes del mezclado. Si hubo pérdida de calor por separación de vapor, es posible evaluar la situación.

Suponiendo que haya una pérdida de vapor por un enfriamiento adiabático del líquido antes del mezclado con agua fría, entonces se procede de la siguiente forma:

1. Representar la temperatura y contenidos en sílice de las aguas templadas y frías como se ha indicado en el procedimiento anterior (Figura 5.30, puntos A y D).
2. Dibujar una línea recta a través de dichos puntos (A y D) extendiéndola hasta la entalpía equivalente líquido-agua de la

temperatura a la cual el vapor se supone que se separa antes de la mezcla (punto E para 100°C en la Figura 5.30).

3. Desplazarse horizontalmente a lo largo del diagrama paralelamente a la abscisa hasta que se intersecte la curva del máximo de pérdida de vapor (punto F en la Figura 5.30). El punto F representa la entalpía de la componente de agua caliente antes de la ebullición, y el punto G da el contenido original en sílice antes de que tenga lugar la pérdida de vapor.
4. Determinar la fracción de agua caliente (después de la pérdida de vapor) en la fuente termal dividiendo las distancias AD por AE. La fracción en peso del agua caliente original perdida como vapor antes de la mezcla, x , viene dada por la siguiente fórmula.

$$x = 1 - \frac{\text{valor de la sílice en en punto G}}{\text{valor de la sílice en el punto F}}$$

Si el vapor se pierde a temperaturas por encima de los 100°C, el punto F caerá en una curva intermedia de pérdida de vapor (ISL) entre la curva de máxima pérdida de vapor de 100°C (MSL) y la curva de solubilidad del cuarzo (QS). La distancia relativa de la curva ISL desde las curvas QS y MSL es la determinada por la proporción $(H_{QS} - H_{ISL}) / (H_{ISL} - H_{100})$, donde H_{QS} es la entalpía del agua líquida en la curva de solubilidad del cuarzo para un determinado valor de sílice, H_{ISL} es la entalpía del agua líquida a la temperatura actual de la pérdida de vapor, y H_{100} es la entalpía del agua líquida a 100°C.

Si la separación de vapor ocurre a una presión inferior a 1 atmósfera, la entalpía del agua líquida residual será inferior a 100 cal_{IT}/g. El punto F estará en este caso situado en una curva diferente de la máxima pérdida de vapor, localizada ligeramente hacia la izquierda de la línea de la pérdida máxima de vapor que se presenta en la Figura 5.30. Sin embargo, el cambio de posición de la curva

de pérdida máxima de vapor en función de la presión atmosférica (altitud) es generalmente trivial.

La entalpía máxima de la componente de agua caliente que puede ser determinada con fiabilidad viene establecida por el punto en el cual la extensión de una línea, tal como AB de la Figura 5.28 es tangente a la curva de solubilidad del cuarzo. Para la mayor parte de las aguas no termales con un contenido razonable en sílice, dicho valor será de aproximadamente $300 \text{ cal}_{IT}/\text{g}$ (285°C aproximadamente). Entalpías iniciales mayores de la componente de agua caliente producirán una prolongación de la línea para intersectar a la curva de solubilidad del cuarzo en dos puntos, y entonces el punto de entalpía inferior probablemente se escogerá de forma errónea como la solución al problema de mezclas. Aunque dicho caso presenta un problema en la interpretación, otro problema inherente cuando se trata con aguas de muy alta entalpía (por encima de los 275 a $300 \text{ cal}_{IT}/\text{g}$), probablemente más serio, es que el cuarzo precipita de forma relativamente rápida en dichas aguas, y por tanto las temperaturas obtenidas de las relaciones, suponiendo que no hay precipitación de sílice, son propensas a error.

Este método permite una evaluación sencilla de los efectos de las variaciones en el contenido de sílice estimado y la temperatura del agua no termal. El método también permite obtener resultados suponiendo que no haya pérdida de vapor para compararlos de forma rápida con los resultados obtenidos suponiendo pérdidas de vapor a varias temperaturas intermedias. Se pueden utilizar métodos gráficos similares para trabajar con otras fases silíceas tales como la calcedonia y la cristobalita.

V.3 Geotermómetros Cualitativos

Durante las fases iniciales de investigación geoquímica se utilizan de forma extensa los geotermómetros de fluidos cualitativos para localizar las zonas de ascensión de fluidos, determinar la distribución de las aguas termales, las direcciones del flujo del agua subterránea, y obtener información sobre la distribución y tipos de rocas en el yacimiento. Los constituyentes fluidos que han demostrado ser

particularmente útiles durante estas investigaciones incluyen elementos solubles menores-traza, Cl, B, As, Cs y Br. Ellis y Mahon (1964, 1967) demostraron que las solubilidades de estos elementos vienen fundamentalmente controladas por la difusión y procesos de extracción, y que una vez liberados no forman minerales secundarios estables. Los cambios en las concentraciones de dichos elementos a medida que los fluidos migran desde profundidad tienen principalmente lugar por procesos de dilución o ebullición. Para estudiar dichos efectos se pueden utilizar las relaciones atómicas (por ejemplo Cl/B).

Otros constituyentes fluidos que se utilizan frecuentemente como geotermómetros cualitativos son Li, metales traza (Sb, Zn, Cu, U, Hg), NH_4 , SH_2 , y las relaciones Cl/F, Cl/ SO_4 , Na/Ca, Na/Mg y Cl/ $\text{CO}_3\text{H}+\text{CO}_3$. En general, las concentraciones y los porcentajes incrementan con el aumento de la temperatura reflejando cambios en las concentraciones de los constituyentes como resultado de la interacción entre los fluidos y la roca en profundidad (Mahon, 1970).

Los porcentajes de gases liberados en la fumarolas (los cuales serán tratados en el capítulo sobre QUIMISMO DE LOS GASES GEOTERMICOS) han sido también utilizados como geotermómetros cualitativos. Mahon (1970) demostró que las fumarolas con los porcentajes inferiores de CO_2/SH_2 , CO_2/NH_3 y CO_2/H^+ eran las que estaban más directamente relacionados con acuíferos profundos. Las concentraciones de dichos constituyentes vienen controladas por las relaciones vapor-roca, las cuales pueden disminuir rápidamente los contenidos de SH_2 , NH_3 y H^+ en la fase vapor. Contra mayor sea el camino recorrido por la fase vapor hasta la superficie, mayor será la probabilidad de que dicha disminución suceda.

V.4 Geotermómetros Basados en Saturaciones Minerales

Las relaciones entre el quimismo del fluido y la mineralogía de las rocas del yacimiento pueden, como mínimo, en teoría utilizarse también para establecer las temperaturas posibles del subsuelo mediante la aplicación de varios modelos de equilibrio. Dichos modelos de aplicación fueron ya expuestos en el apartado IV.5. Durante los

últimos años, se han propuesto varios modelos de equilibrio distintos (entre los modelos mejor conocidos podemos distinguir PATH, PHREEQE, WATEQ y WATEQF). Los modelos tienen varios elementos comunes, a pesar de que los cálculos que se emplean en cada uno de ellos varían hasta cierto punto. Cada modelo precisa de análisis químicos completos y muy precisos de los fluidos, estimaciones o cálculos de los parámetros fluidos para las temperaturas de interés, tales como pH, y la presión parcial de los gases en la solución, datos sobre la termodinámica y la temperatura de la fase de interés, y conocimiento sobre las fases presentes en el yacimiento incluyendo sus composiciones y estados estructurales (generalmente desconocidos). En la práctica, es a menudo necesario tratar los minerales de composición variable como elementos terminales puros de fases. Finalmente, se debe suponer que se ha alcanzado el equilibrio entre los fluidos y las rocas (lo cual es un hecho que se ha probado prácticamente imposible de demostrar) y que se han considerado los efectos de dilución o ebullición. Indudablemente a temperaturas por debajo de aproximadamente 200°C, hay suficiente evidencia que indica que no se ha alcanzado generalmente el equilibrio entre los fluidos y las rocas.

A pesar de las dificultades involucradas en el empleo de los modelos de equilibrio, se pueden obtener datos complementarios y útiles. Capuano y Cole (1982) aplicaron modelos termodinámicos al sistema Roosevelt Hot Springs de Utah. En su estudio, se utilizaron modelos de equilibrio para calcular la distribución de los minerales de alteración a diferentes temperaturas. La composición del fluido utilizado para este estudio se calculó a partir de análisis de aguas salobres, vapor y gases no condensables muestreados en la cabecera de un pozo. Se pudieron predecir asociaciones de minerales para temperaturas de 150, 200, 250 y 300°C. El yacimiento tiene una temperatura medida máxima de aproximadamente 270°C. Las relaciones interpretadas están generalmente de acuerdo con las fases de alteración observadas, lo cual sugiere que se ha alcanzado el equilibrio. Varios de los minerales presentes en las rocas del yacimiento, los cuales parecen estar por lo menos texturalmente en relación con el sistema geotérmico activo, incluyen calcita y anhidrita, sin embargo, no parecen en equilibrio con el fluido enfriado. Capuano y Cole (1982)

establecieron la conclusión de que la precipitación de dichos minerales puede estar relacionada con otros factores tales como procesos de ebullición y mezcla, o que los cálculos son erróneos como resultado de una información termoquímica incorrecta.

Bogie (1983) y Ware (comunicación personal), por el contrario, han utilizado la anhidrita como un geotermómetro. La anhidrita es uno de los minerales que presentan una solubilidad retrógrada; es decir, su solubilidad incrementa con la disminución de la temperatura. Por tanto la saturación de la anhidrita tenderá hacia una disminución en los pozos y las aguas termales. Se pueden aplicar modelos de equilibrio para calcular la temperatura de saturación de la anhidrita. Debido a las relaciones de solubilidad, dicha temperatura deberá de ser muy próxima o casi la misma a la temperatura máxima "observada" por los fluidos geotérmicos. Mientras que este método parece prometedor en sistemas geotérmicos con contenido en anhidrita, la aplicación de modelos de equilibrio precisa de un tipo de información que debe ser calculada o estimada (por ejemplo pH, fO_2 ...).

WATEQ y su versión actualizada en Fortran WATEQF (Truesdell y Jones, 1974; Plummer et al., 1976) son fáciles de utilizar, y están bien preparados para ser aplicados en recursos geotérmicos de temperaturas medias y bajas, tales como los que son habituales en España. La publicación original que describe estos modelos y su aplicación así como el programa de computador, se incluyen en el APENDICE B de este estudio.

V.5 Interpretación de Temperaturas a Partir de Geotermómetros

La interpretación de las temperaturas calculadas en función de geotermómetros no debe realizarse hasta que no se haya evaluado la calidad de los análisis, calculado los porcentajes iónicos, y representadas en un diagrama de Piper las características químicas de las aguas. Los análisis subsecuentes serán diferentes según los distintos tipos de aguas.

Fluidos conteniendo Cl/Na

Los fluidos que contienen Cl/Na pueden ser de origen geotérmico, oceánico, connaturales, o provenientes de campos petrolíferos. Por tanto el origen del fluido debe ser establecido inmediatamente mediante la comparación de los porcentajes iónicos y el tsd de dichos fluidos.

Si los fluidos que se han muestreado se asemejan al agua marina, y los contenidos en Mg y SO_4 de dichos fluidos son próximos a los del agua marina, se deben emplear las ecuaciones de los geotermómetros que se presentan en la Tabla 5.2. En particular, se debe utilizar el geotermómetro K/Mg. Pueden también utilizarse los geotermómetros de la sílice. Cuando las temperaturas medidas están por debajo de los 100°C (las fuentes termales están por debajo de la ebullición), se debe considerar el uso del polimorfo calcedonia. El polimorfo cuarzo debe ser aplicado cuando las temperaturas sean superiores a los 100/150°C. En los casos en que las temperaturas indicadas sean inferiores a 50°C el geotermómetro de la sílice puede dar resultados erróneos.

Si los fluidos muestreados son semejantes al agua marina, pero tienen un contenido bajo en Mg y SO_4 (por ejemplo el agua salobre de Rekyjanes, Tabla 5.5), se deben aplicar los geotermómetros de Na-K-Ca-Mg, cuarzo, Na/K, y el $\Delta^{18}\text{O}$ ($\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}$) (Tabla 5.1).

Todas las muestras que se asemejen a la composición del agua marina, deben ser examinadas con los diagramas de mezclas de elementos químicos en relación con la entalpía, antes de la interpretación del geotermómetro para determinar la mezcla. Lo anteriormente expuesto es importante porque las aguas con un contenido en Mg y SO_4 normal de agua marina pueden haber sufrido procesos de mezcla después de su calentamiento. Si las relaciones entre elemento químico-entalpía son consistentes con el componente de agua marina antes del calentamiento, se pueden utilizar los geotermómetros como una ayuda en los cálculos de mezcla relacionados con elemento químico-entalpía.

La naturaleza de un agua connatural o de una salmuera procedente de un campo petrolífero, vienen generalmente indicada por un contenido en tsd mayor que 40.000 ppm. En este caso, los geotermómetros más útiles son el K/Mg y Li/Mg (Tabla 5.2). Se pueden utilizar los geotermómetros de la sílice (Tabla 5.1) pero las temperaturas calculadas pueden solamente ser útiles en sentido cualitativo, específicamente en temperaturas bajas a medias y con salinidades altas o variables. Al igual que con el agua marina, se deben examinar los procesos de mezcla con respecto a la entalpía antes de la interpretación de los geotermómetros.

Donde los fluidos muestreados que continen ClNa no parezcan corresponder a aguas naturales, oceánicas, o salmueras de campos petrolíferos, se deben utilizar los geotermómetros que se presentan en la Tabla 5.2. Para dichos fluidos con temperaturas medidas inferiores a 100°C, se debe considerar el uso del polimorfo de la sílice "calcedonia". Las muestras con valores de Mg mayores que 45/50 (Tabla 5.1) deberán tratarse como si nunca hubieran tenido temperaturas superiores a aquéllas medidas en el momento de tomar las muestras. Si las temperaturas de los geotermómetros son inconsistentes entre ellas mismas, y la temperatura medida de los fluidos con ClNa está por debajo de los 100°C, el mejor indicador de la temperatura del subsuelo es generalmente el geotermómetro Na-K-Ca-Mg. Por otra parte, si las temperaturas de los geotermómetros son inconsistentes y las temperaturas medidas son superiores a los 100°C, se debe sospechar que han tenido lugar procesos de enfriamiento conductivo, ebullición, o mezcla y deben utilizarse diagramas de elemento químico-entalpía para resolver dichas inconsistencias.

Fluidos con CO₃HNa

En muchos ambientes geotérmicos se encuentran fluidos que contienen CO₃HNa. En terrenos volcánicos estos fluidos pueden representar aguas subterráneas calentadas por vapor. Por contra, la presencia de CO₃HNa puede también deberse a un intercambio iónico en las reacciones con arcillas en las cuencas sedimentarias.

Los fluidos con CO_3HNa debido al intercambio catiónico con arcillas, deben tratarse con los geotermómetros que se enumeran en la Tabla 5.1. Al igual que los casos de fluidos conteniendo ClNa , los procesos de mezcla deben ser examinados antes de interpretar los geotermómetros y se debe considerar la temperatura medida antes de seleccionar los geotermómetros a emplear. Hay dos razones por las cuales son probables que los geotermómetros de cationes den información errónea cuando se aplican a aguas calentadas por vapor. Primero, estas aguas a menudo solamente representan una parte superficial de una salmuera a alta temperatura en profundidad. En segundo lugar, estas aguas puede que no estén en equilibrio con las rocas del yacimiento por el continuo influjo de los gases activos.

Fluidos con carácter de mezcla

Los fluidos de "tipo mezcla" deben ser evaluados de forma similar a los fluidos que contienen ClNa . El origen más probable de dichos fluidos será o bien una mezcla de cloruro sódico geotérmico y aguas meteóricas, o aguas meteóricas calentadas conductivamente cerca de la superficie. A este tipo de aguas se le deben aplicar los geotermómetros de la calcedonia, Na-K-Ca-Mg y Na/Li .

Fluidos conteniendo $\text{CO}_3\text{H Mg-Ca}$

Los fluidos que contienen $\text{CO}_3\text{H Mg-Ca}$ son típicamente aguas subterráneas frías. No se deben aplicar los geotermómetros catiónicos a menos que las temperaturas medidas sean superiores a los 30°C . Aún en dicho caso los valores de RMg serán probablemente demasiado altos. Si el RMg es mayor que 45-50, se deben considerar las temperaturas medidas como las más razonables.

V.6 Aplicaciones y Limitaciones de los Geotermómetros Catiónicos

Los geotermómetros químicos son un poderoso instrumento para la estimación de las temperaturas del yacimiento durante los procesos de exploración y para evaluar los cambios de temperaturas durante la producción de un yacimiento.

A pesar de la importancia y la amplia utilización de los geotermómetros químicos, se debe de tener gran cuidado en su interpretación y aplicación. A menudo, los geotermómetros se utilizan para "probar" una hipótesis en vez de para proporcionar información adicional que debe ser integrada con otros datos geológicos, geoquímicos e hidrogeológicos.

Hay varias suposiciones básicas inherentes al uso de dichos geotermómetros. Fournier et al. (1974) enumera cinco de dichas suposiciones:

1. Se deben producir en profundidad reacciones dependientes de la temperatura.
2. Todos los constituyentes involucrados en la reacción dependiente de la temperatura, deben ser suficientemente abundantes.
3. El equilibrio entre el agua y la roca debe de tener lugar a la temperatura del yacimiento.
4. Los reequilibrios o cambios en la composición deben ser mínimos durante el ascenso, y enfriamiento, del agua hacia la superficie.
5. El agua caliente no se mezcla con agua subterránea más fría, superficial.

En la mayoría de los sistemas geotérmicos, no se cumplirán todas estas suposiciones, y por tanto se deben realizar correcciones para la utilización de geotermómetros. En su publicación Fournier et al., sugieren además que para fuentes en ebullición con flujo pequeño (menor que 200 l/min, para una fuente aislada y menor que 20 l/min para fuentes aisladas de grupos mayores) se debe considerar enfriamiento conductivo sin pérdida de vapor. Para fuentes en ebullición con flujos mayores se debe considerar enfriamiento adiabático con pérdida máxima de vapor. En el caso de la geoquímica de las fuentes con flujos pequeños que no están en ebullición, los geotermómetros generalmente darán lugar a resultados ambiguos. Sin embargo, los geotermómetros que presupongan enfriamiento conductivo, proba-

blemente darán lugar a temperaturas mínimas. Para una fuente con un flujo importante que no esté en ebullición, no se debe suponer un enfriamiento conductivo. Si las temperaturas son superiores a la temperatura del agua regional (mayor que 25°C) se deberán aplicar modelos de mezcla.

La mayor parte de las aguas geotérmicas presentan alguna evidencia de mezcla y reequilibrio. Por tanto el uso de diferentes geotermómetros dará lugar a resultados distintos. En la medida de lo posible estos resultados deben ser integrados para evaluar la historia del fluido.

Los modelos de equilibrio fluido-mineral (modelos de saturación mineral) proporcionan una alternativa, aunque en el presente dicha alternativa es muy limitada en el campo de la geoquímica. Estos modelos precisan de información química y termoquímica muy precisa que a menudo tienen que ser aproximada. Un ejemplo interesante de los efectos de seleccionar diferentes estados estructurales del feldspato en los modelos de equilibrio, ha sido expuesto por Fournier (1980). Fournier muestra que a 100°C el log (Na/K) para la asociación albita + microclina es 0.2 unidades inferior que para la albita + andularia y 0.7 unidades inferior que para la albita + sanidina. Estas diferencias pueden tener efectos muy importantes sobre las estimaciones de temperatura.

Otras dificultades provienen de la determinación de concentraciones y presiones de todas las especies acuosas y gaseosas. Debido a la pérdida de gas, las presiones parciales de O, S, CO₂, el pH variará en las muestras y en el fluido del yacimiento. Se deben a menudo realizar varias consideraciones sobre las relaciones fluido-mineral en profundidad, para calcular las composiciones de estas especies en el yacimiento (por ejemplo, si la calcita está en equilibrio con los fluidos del yacimiento). Muchos minerales hidrotermales son silicatos aluminicos de composición variada. La solubilidad del aluminio es tan baja que se debe de tener un cuidado especial para poderlo detectar. Además, su baja concentración es fácilmente sobrepasada por disolución durante los análisis de coloides arcillosos microscópicos que pueden escapar a través del filtrado de la muestra.

Varios investigadores han utilizado diferentes hipótesis para solucionar este problema. Algunos establecen que la solubilidad del Al en la caolinita (Hammerstrom y Brown, 1977) o la albita (Merino y Ransom, 1982), y otros simplemente utilizan minerales no termales, no alumínicos, para determinar la saturación (Reed, 1984).

Los efectos de la composición sobre los resultados de los modelos de equilibrio pueden también ser significativos. Solamente para unos cuantos términos finales de las composiciones, se dispone de buena información termodinámica y métodos para corregir los valores termoquímicos para composiciones intermedias son todavía sólo aproximados. Este problema es particularmente importante en el caso de los silicatos laminares.

Finalmente, el equilibrio fluido-mineral debe demostrarse si se van a utilizar los modelos de equilibrio como geotermómetros. Mientras que los fluidos parece estar en equilibrio con los minerales hidrotermales en muchos de los sistemas geotérmicos de alta temperatura por encima de los 200°C aproximadamente, el equilibrio no parece que se haya alcanzado en los campos de temperaturas inferiores. Debido a la solubilidad retrógrada de la anhidrita, dicho mineral parece ser potencialmente prometedor como un geotermómetro en algunos sistemas geotérmicos. Su uso, sin embargo, depende naturalmente de si está o no presente en los yacimientos profundos.

REFERENCIAS CAPITULO V

Albert-Beltran, 1975, El equilibrio albita-anortita como termómetro hidrogeotérmico en zonas graníticas. *Acta Geológica Hispanica*, v. 10, p. 170-174.

Allen, E.T. and Day, A.L., 1935, Hot springs of the Yellowstone National Park: Carnegie Inst. Washington Pub. 466, 525 p.

Arnorsson, S., 1975, Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland: *Am. J. Sci.*, v. 275, p. 763-784.

Arnorsson, S., 1978, Major element chemistry of the geothermal sea-water at Reykjanes and Svartsevgi, Iceland: *Miner. Mag.*, 42, p. 209-220.

Bischoff, J.L., and Seyfried, W.E., 1978, Hydrothermal chemistry of seawater from 259 to 350°C: *Am. J. Sci.*, v. 278, p. 838-860.

Bodvarsson, G., 1950, Geophysical methods in prospecting for hot water in Iceland: *J. Eng. Assoc. Iceland*, v. 35, p. 49-59.

Capuano, R.M. and Cole, D.R., 1982, Fluid-mineral equilibria in a hydrothermal system, Roosevelt Hot Springs, Utah: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 46, p. 1353-1364.

Christiansen, R.L. and Blank, H.R. Jr., 1972, Volcanic stratigraphy of the Quaternary rhyolite plateau in Yellowstone National Park: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 729-B, 18 p.

Eaton, G.P., Christiansen, R.L., Iyer, H.M., Pitt, A.M., Mabey, D.R., Blank, H.R. Jr., Zeitz, I., and Gettings, M. E., 1975, Magma beneath Yellowstone National Park: *Science*, v. 188, p. 787-796.

Ellis, A.J., 1966, Volcanic hydrothermal areas and the interpretation of thermal water compositions: *Bull. Volcanol.*, v. 29, p. 575-584.

Ellis, A.J., 1970, Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems, in *United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources*, Pisa 1970, v. 2, pt.: *Geothermics*, Spec. Issue 2, p. 516-528.

Ellis, A.J., 1970, Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. *Geothermics*, Spec. Iss., 2, v. 2, pt. 1, p. 516-528.

Ellis, A.J. 1979, *Explored geothermal systems in Barnes*, H. ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley and Sons, N.Y., p. 632-683.

Ellis, A.J., and Mahon, W.A.J., 1964, Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interaction: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 28, p. 1323.

- Ellis, A.J., and Mahon, W.A.J., 1967, Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part 2): *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 31, p. 519-539.
- Ellis, A.J., and Mahon, W.A.J., 1977, *Chemistry and geothermal systems*: Academic Press, New York, 392 p.
- Fenner, C.N., 1936, Borehole investigations in Yellowstone Park: *Jour. Geology*, v. 44, p. 225-315.
- Fouillac, C., and Michard, G., 1977, Sodium potassium calcium relationships in hot spring of Massif Central. *Proc. Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, v. 1, p. 726-729.
- Fouillac, C., and Michard, G., 1981, Sodium/lithium ratio in water applied to the geothermometry of geothermal waters: *Geothermics*, v. 10, p. 55-70.
- Fournier, R.O., 1973, Silica in thermal waters: Laboratory and field investigations, in *proceedings of the International Symposium on Hydrogeochemistry and Biogeochemistry, Japan, 1970, Washington, D.C.*, p. 122-139.
- Fournier, R.O., 1977, Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems, in *Proceedings of the International Atomic Energy Agency Advisory Group on the Application of Nuclear Techniques to Geothermal Studies, Pisa, 1975: Geothermics, Spec. Issue*, v. 5, p. 41-50.
- Fournier, R.O., 1979a, A revised equation for the Na/K geothermometer: *Geothermal Resources Council, Transactions*, v. 3, p. 221-224.
- Fournier, R.O., 1979b, Geothermical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot spring systems: *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 5, p. 1-16.
- Fournier, R.O., 1981, Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering; Chapt. 4 in *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, L. Ryback and L.J.P. Muffler, eds., Wiley New York, p. 109-143.
- Fournier, R.O., and Rowe, J.J., 1966, Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells: *Am. J. Sci.*, v. 264, p. 685-697.
- Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1970, Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming U.S.A., in *United Nations Symposium on Development and Utilization of Geothermical Resources, Pisa 1970, Proc. v. 2, pt. 1: Geothermics, Spec. Issue 2*, p. 529-535.
- Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1973, An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 37, p. 1255-1275.

Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1974, Geochemical indicators of subsurface temperature, 2, Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water: U.S. Geol. Survey. J. Res., v. 2, p. 263-270.

Fournier, R.O., White, D.E., and Truesdell, A.H., 1974, Geochemical indicators of subsurface temperature - Part 1, Basic assumptions: U.S. Geol. Survey Jour. Research, v. 2, no. 3, p. 259-262.

Fournier, R.O., White, D.E., and Truesdell, A.H., 1976a, Convective heat flow in Yellowstone National Park, in Proceedings of the 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, 1975, vol. 1: U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 731-739.

Fournier, R.O., Sorey, M.L., Mariner, R.H., and Truesdell, A.H., 1976b, Geochemical prediction of aquifer temperatures in the geothermal system at Long Valley, California: U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., 76-469, 35 p.

Fournier, R.O., and Potter, R.W. II, 1979, Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 43, p. 1543-1550.

Giggenbach, W.F., 1983, Geothermal solute equilibria. Geochim. Cosm. Acta (en prensa).

Giggenbach, W.F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L., and Truesdell, A.H., 1983, Isotopic and chemical composition of Parbati Valley geothermal discharges, NW Himalaya, India: Geothermics, v. 12, p. 199-222.

Goff, F.E., and Donnelly, J.M., 1978, The influence of P_{CO_2} , salinity, and bedrock type on the Na-K-Ca geothermometer as applied to the Clear Lake geothermal region, California: Geothermal Resources Council, Transactions, v. 2, p. 221-213.

Hammerstrom, C.T., and Brown, T.H., 1977, The geochemistry of thermal waters from the Mount Meager hot spring area: B.C. Geol. Surv. of Canada, Open-File Rept. 532, 34 p.

Henley, R.W., Truesdell, A.H., Barton, P.B. Jr., and Whitney, J.A., 1984, Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems: Reviews in Economic Geology, v. 1, 252 p.

Honda, S., and Muffler, L.J.P., 1970, Hydrothermal alteration in core from research drill hole Y-1, Upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, Wyoming: Am. Mineralogist, v. 55, p. 1714-1737.

Keefer, W.R., 1971, The geologic story of Yellowstone National Park: U.S. Geol. Survey Bull. 1347, 92 p., 1 plate.

Keenan, J.H., Keyes, F.G., Hill, P.G., and Moore, J.G., 1969, Steam Tables (International Edition - Metric Units): Wiley, New York, NY.

Kharaka, Y.K., Specht, D.J., and Carothers, W.W., 1985, Low to intermediate subsurface temperatures calculated by chemical geothermometers: AAPG, v. 60, no. 2, p. 273.

Lopoukhine, M., 1973, Role de la geochimie dans la recherche geothermique. Application au Territoire Francais des Afars et Issas. Tesis 3 ciclo Universidad de París, 164.

Lloyd, E.F., 1972, Geology and hot springs of Orakeikorako, New Zealand: Geol. Surv. Bull., 85: 164 p.

Mahon, W.A.J., 1966, Silica in hot water discharged from drillholes at Wairakei, New Zealand: New Zealand Jour. Sci., v. 9, p. 135-144.

Mahon, W.A.J., 1970, Chemistry in the exploration and exploitation of hydrothermal systems: Geothermics Spec. Issue no. 2, p. 1310-1325.

Mercado, G.S., 1968, Localización de zonas de máxima actividad hidrotermal por medio de proporciones químicas, Campo geotérmico Cerro Prieto, Baja California, Mexico: Work presented at the III Congreso Mexicano de Química Pura y Aplicada, Comisión Federal de Electricidad, Comisión de Energía Geotérmica, 32 p.

Mercado, G.S., 1970, High Activity Hydrothermal Zones Detected by Na/K, Cerro Prieto, Mexico, Geothermics Spec. Iss. 2, p. 1367-1376.

Merino, E., and Ransom, B., 1982, Free energies of formation of illite solid solutions and their compositional dependence: Clays and Clay Minerals, v. 30, p. 29-39.

Mizukami, M., and Ohmoto, H., 1983, Controlling mechanisms for the major element chemistry of aqueous solutions in tuff-rich environments: Econ. Geol. Mono, 5, p. 559-569.

Morey, C.W., Fournier, R.O., and Rowe, J.J., 1962, The solubility of quartz in water in the temperature interval from 299 to 300°C: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 26, p. 1029-1043.

Mottl, M.J., and Holland, H.D., 1978, Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater - I. Experimental results for major and minor components of seawater: Geochim. Acta, v. 42, p. 1103-1115.

Paces, T., 1974, A systematic deviation from Na-K-Ca geothermometer below 75°C and above 10^4 atm CO_2 : Geochim. Cosmochim. Acta, v. 39, p. 541-544.

Paces, T., 1975, A systematic deviation from Na-K-Ca geothermometer below 75°C and above 10^4 atm CO_2 : Geochim. Cosmochim. Acta, v. 39, p. 541-544.

Panichi, C., y Badiola, E.R., 1978, Utilización del Geotermómetro Na-K-Ca en la prospección preliminar de áreas geotérmicas. Bol. Geol. y Minero, v. 89, p. 459-467.

- Plummer, L.N., Jones, B.F., and Truesdell, A.H., 1976, WATEQF - a Fortran version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters: U.S. Geol. Survey, Water Res. Inv., 76-13.
- Reed, M.H., 1982, Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases and an aqueous phase: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 46, p. 513-528.
- Reed., M.J., 1976, Geology and hydrothermal metamorphism in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico, in *Proceedings of the 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 1975, Vol. 1, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 539-547.
- Seyfried, W.E., and Bischoff, J.L. 1979, Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70°C and 150°C: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 43, p. 1937-1947.
- Truesdell, A.H., 1976, Summary of section III-geochemical techniques in exploration: *Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, May, 1975, v. 1, p. liii-lxiii.
- Truesdell, A.H., and Jones, B.F., 1974, WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters: *Jour. Res.*, U.S. Geol. Survey, v. 2, p. 233-248.
- Truesdell, A.H., and Fournier, R.O., 1976, Calculation of deep temperatures in geothermal systems from the chemistry of boiling spring waters of mixed origin, in *Proceedings of the 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 1975, Vol. 1, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 837-844.
- Truesdell, A.H., Nathenson, M., and Rye, R.O., 1977, The effects of subsurface boiling and dilution on the isotope composition of Yellowstone thermal waters: *Journal of Geophysical Research*, v. 82, p. 3694-3704.
- Truesdell, A.H., and Fournier, R.O., 1977, Procedure for estimating the temperature of a hot-water component in a mixed water using a plot of dissolved silica vs. enthalpy: *U.S. Geol. Surv., J. Res.*, v. 5, p. 49-52.
- Truesdell, A.H., and Hulston, J.R., 1980, Isotopic evidence on environments of geothermal systems, in Fritz, P., and Fontes, J.C., Eds., *Handbook of environmental isotope geochemistry*, Volume 1: The terrestrial environment: Elsevier Press, Amsterdam, p. 170-225.
- Weissberg, B.G., and Wilson, P.T., 1977, Montmorillonites and the Na/K geothermometer: *New Zealand J. Sci.*, v. 20, p. 31-34.
- White, D.E., 1974, Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources, in *United*

Nations Symposium on Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa 1970, v. 1, pt. 2: Geothermics, Spec. Issue 2.

White, D.E., Muffler, L.J.P., Truesdell, A.H., and Fournier, R.O., 1968, Preliminary results of research drilling in Yellowstone thermal areas (abs.): Am. Geophys. Union Trans., v. 49, p. 358.

White, D.E., Fournier, R.O., Muffler, L.J.P., and Truesdell, A.H., 1975, Physical results of research drilling in thermal areas of Yellowstone National Park, Wyoming: U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, p. 892.

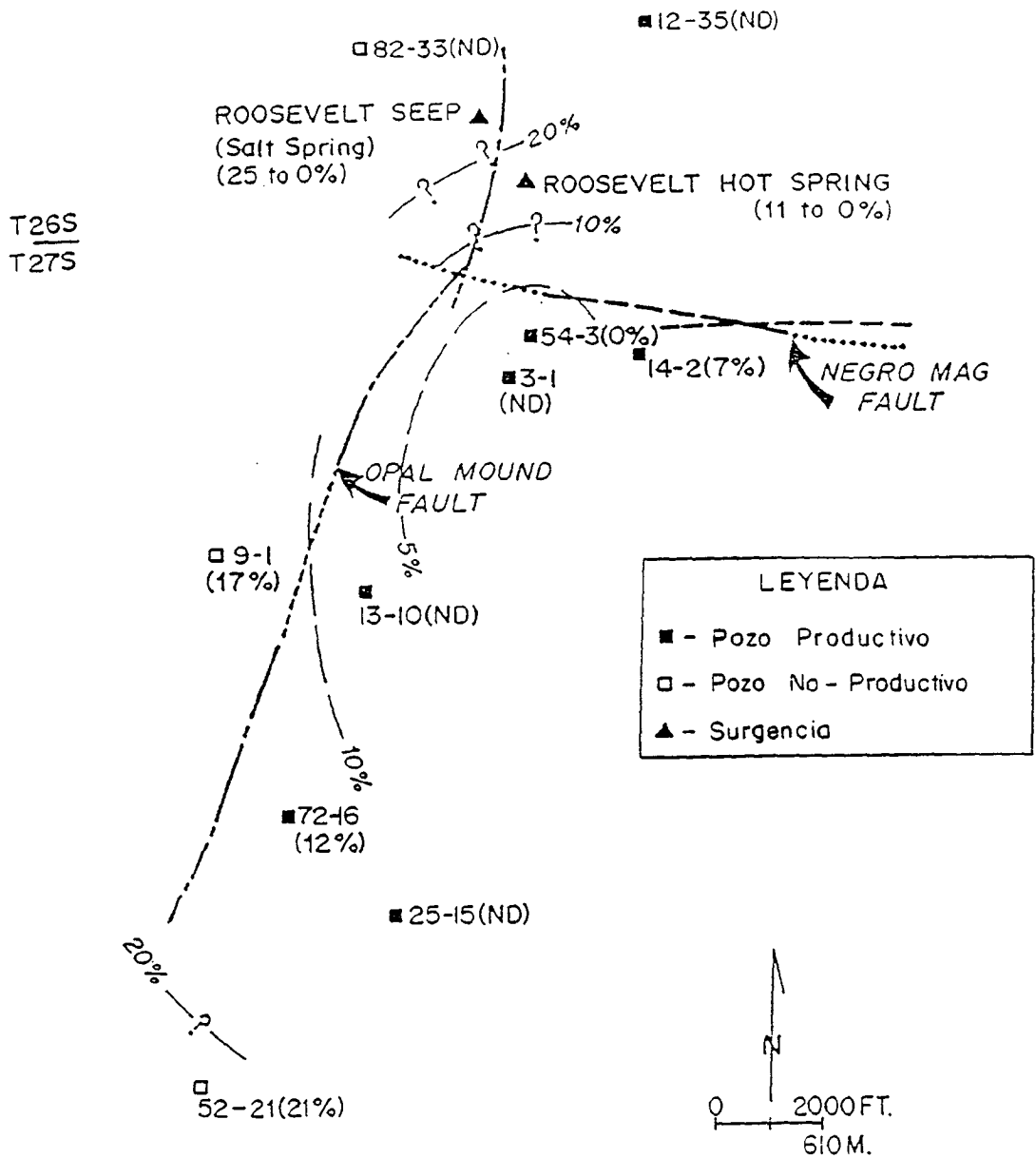


FIGURA 5.1. RESULTADOS DE CALCULOS DE MEZCLAS EN ROCSEVELT HOT SPRINGS

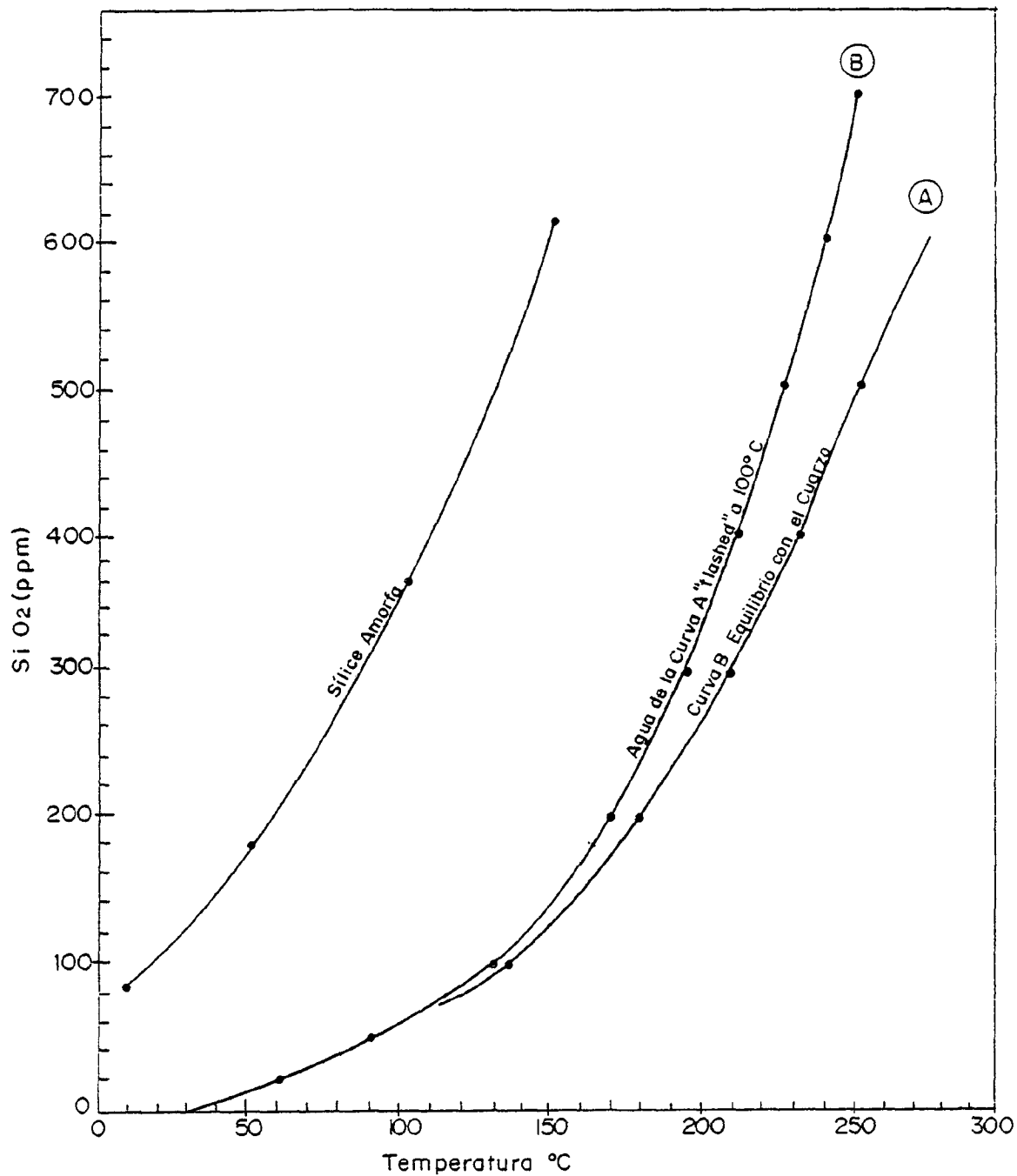


FIGURA 5.2. GEOTERMOMETRO DE LA SILICE. (Fournier y Truesdell, 1970 modificado)

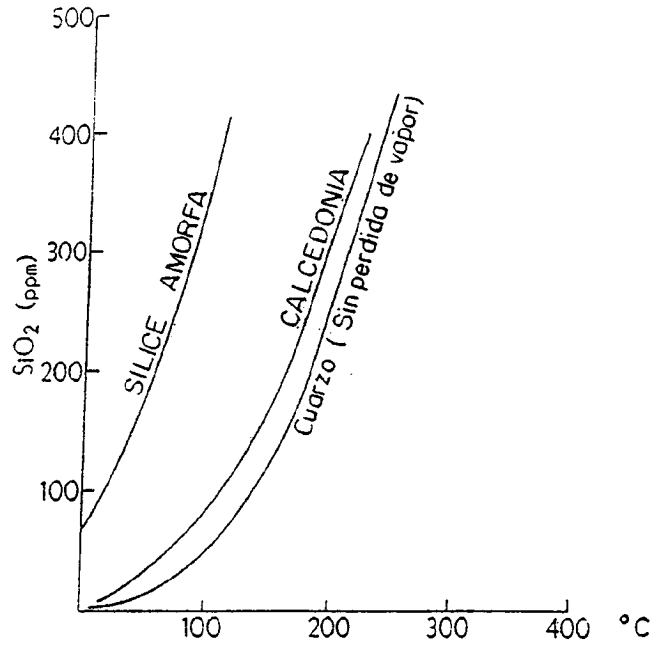


FIGURA 5.3. GEOTERMOMETRO DE LA SILICE AMORFA, CALCEDONIA Y CUARZO SIN PERDIDA DE VAPOR

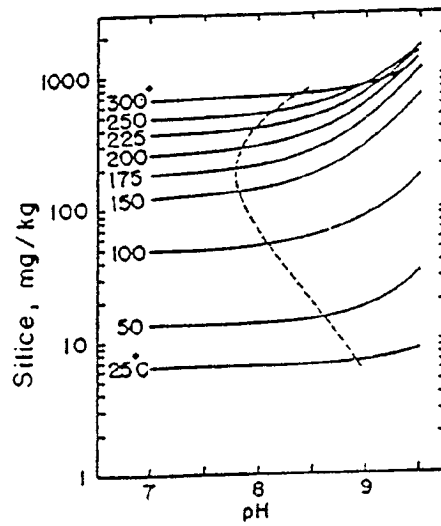


FIGURA 5.4. EFECTO CALCULADO DE pH SOBRE LA SOLUBILIDAD DEL CUARZO A VARIAS TEMPERATURAS USANDO DATOS EXPERIMENTALES DE SEWARD (1974)

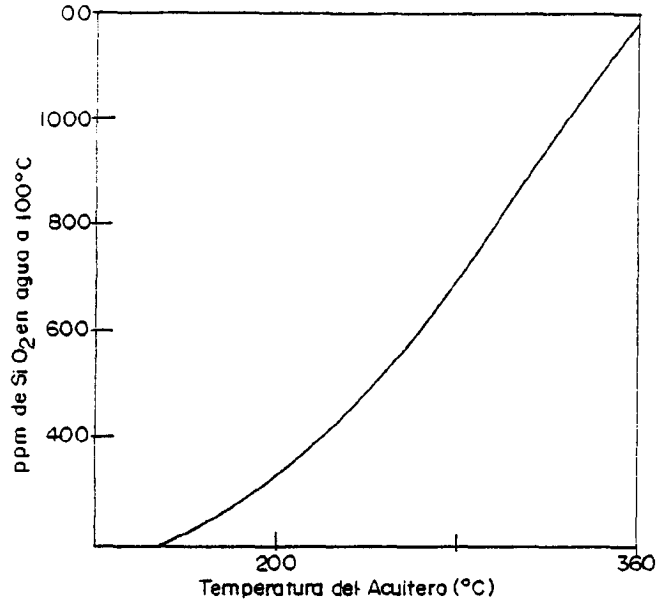


FIGURA 5.5.A. RELACION ENTRE CONCENTRACIONES DE CUARZO EN AGUAS A 100°C EN LA SUPERFICIE Y LA TEMPERATURA ORIGINAL DEL AGUA SUBTERRANEA SATURADA EN CUARZO.

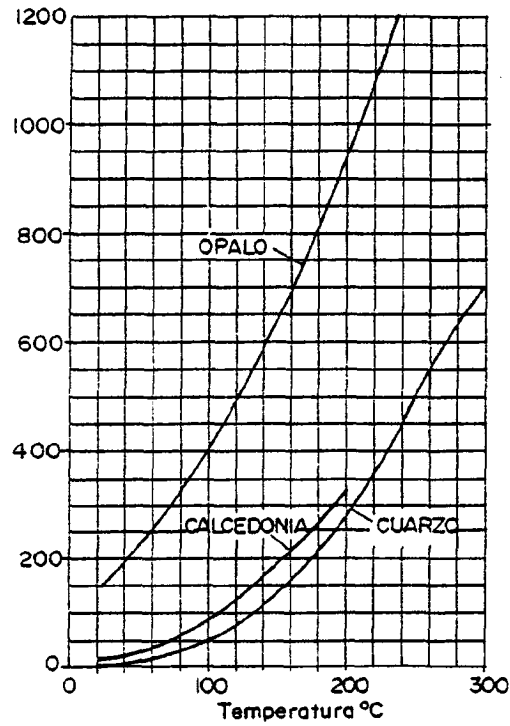


FIGURA 5.5.B. SOLUBILIDADES DEL CUARZO, CALCEDONIA Y OPALO A LA PRESION DE VAPOR DE LA SOLUCION.

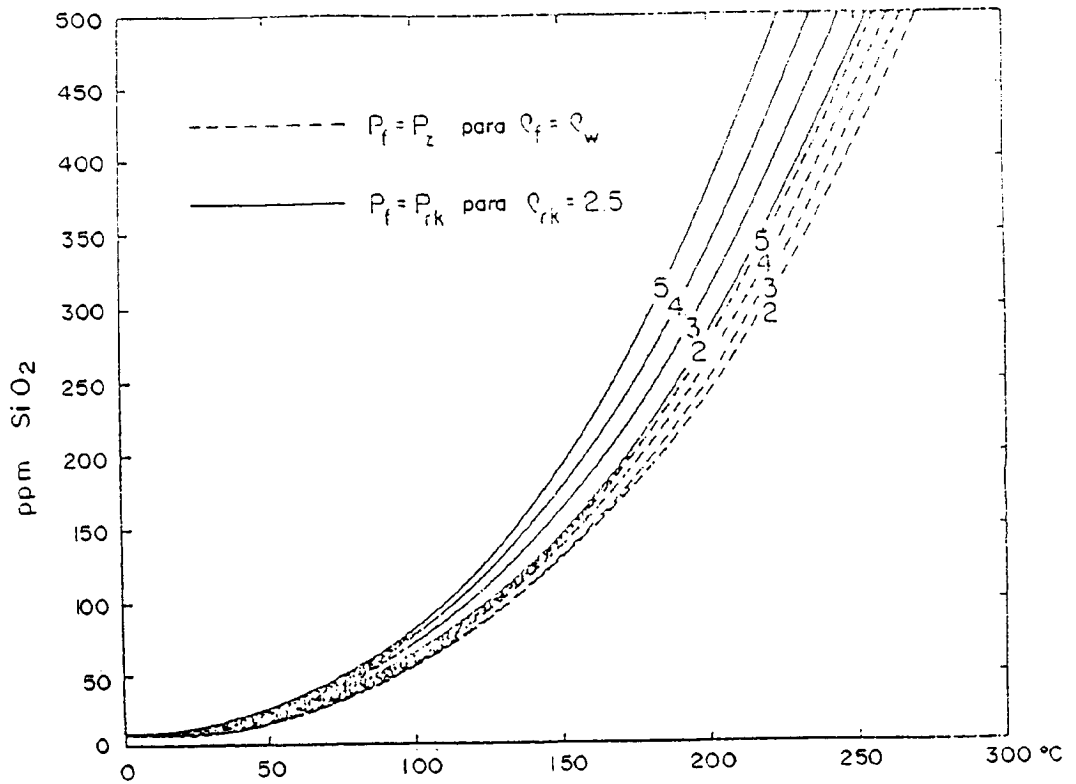


FIGURA 5.6. SOLUBILIDAD DE EQUILIBRIO DEL CUARZO EN AGUA EN FUNCION DE LA TEMPERATURA A PROFUNDIDAD CONSTANTE.

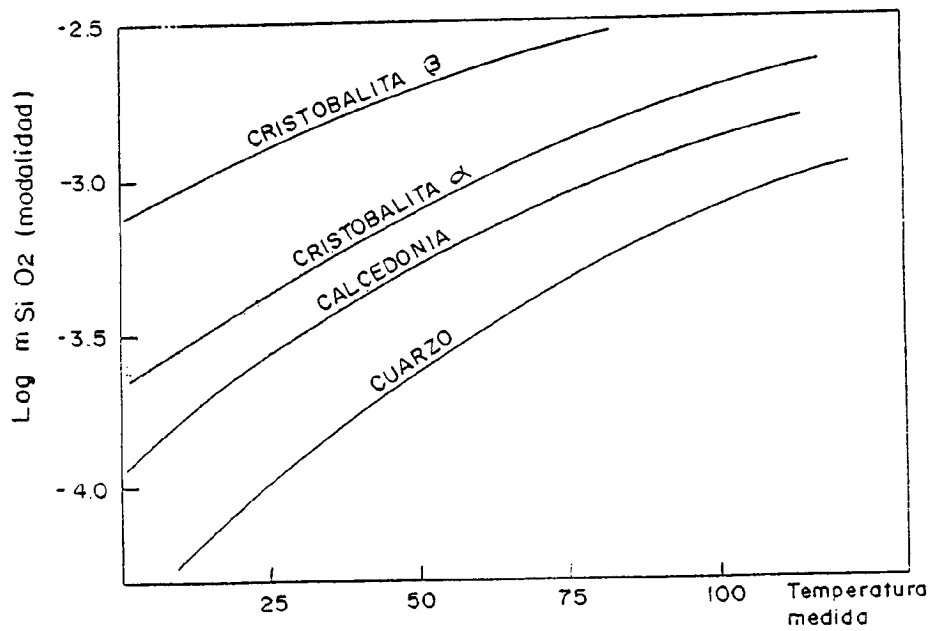


FIGURA 5.7. DIAGRAMAS DE SOLUBILIDAD

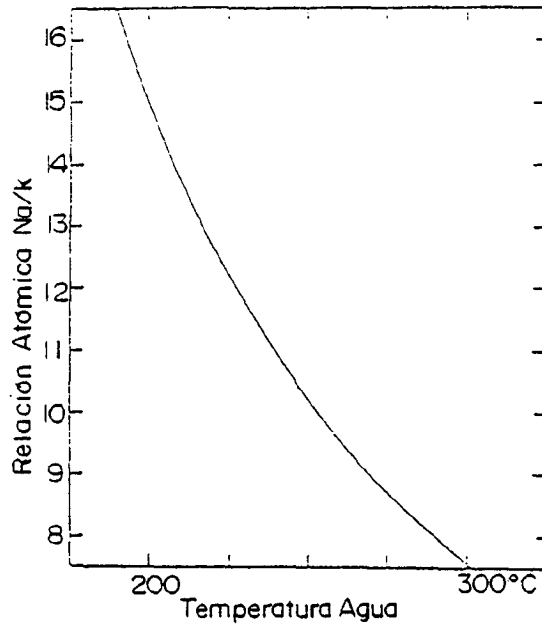


FIGURA 5.8. VARIACION DE Na/K CON LA TEMPERATURA EN AGUAS EN EQUILIBRIO CON ALBITA Y FELDESPATO-K

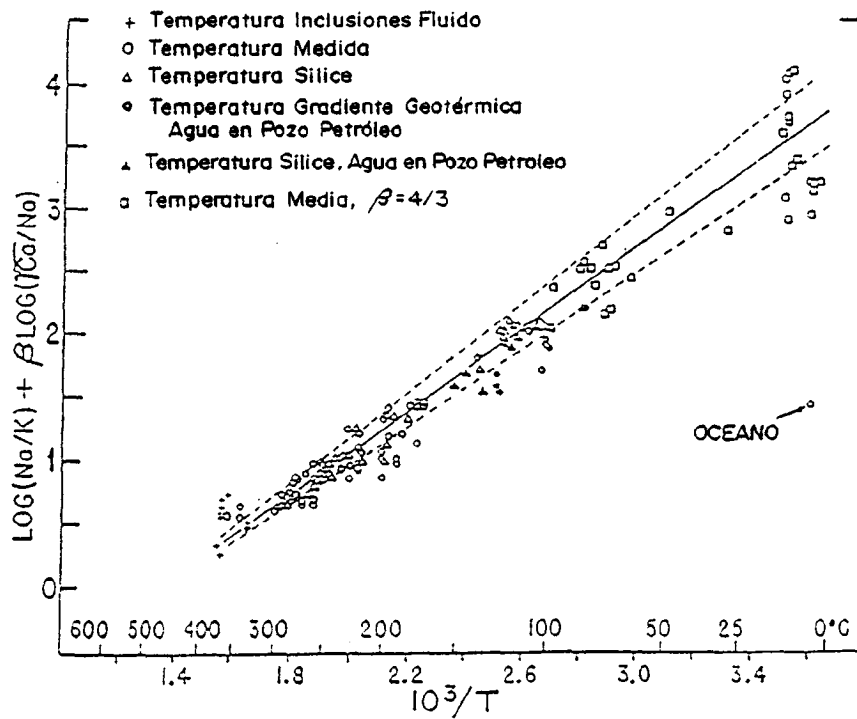


FIGURA 5.9. DIAGRAMAS DE EQUILIBRIO PARA AGUAS DE DISTINTOS ORIGENES.

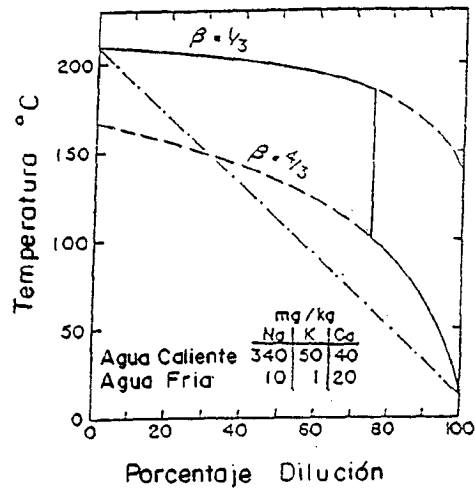


FIGURA 5.10. EFECTO DE DILUCION DE AGUA CALIENTE EN AGUA FRIA PARA LAS COMPOSICIONES INICIALES INDICADAS Y TEMPERATURAS INICIALES CALCULADAS MEDIANTE EL GEOTERMOMETRO Na-K-Ca (Fournier, 1981).

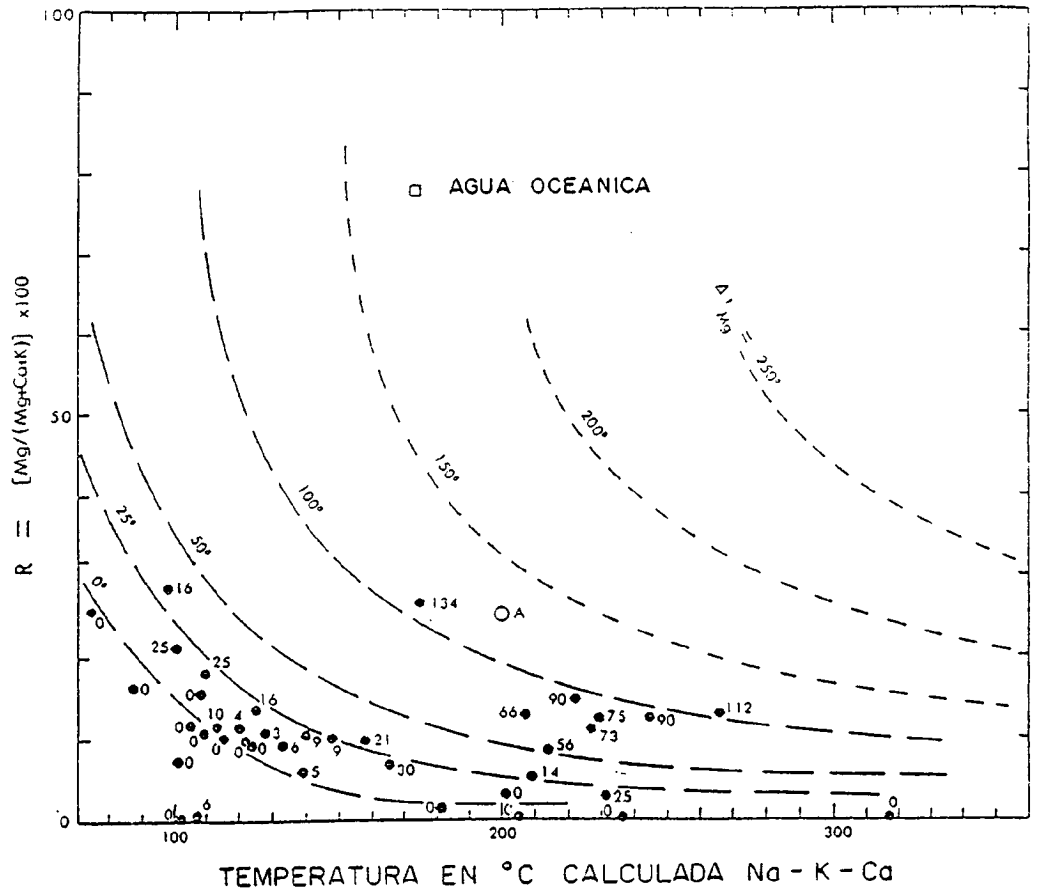


FIGURA 5.11. DIAGRAMA R EN EQUIVALENTE VS TEMPERATURA CALCULADA A PARTIR DEL GEOTERMOMETRO Na-K-Ca.

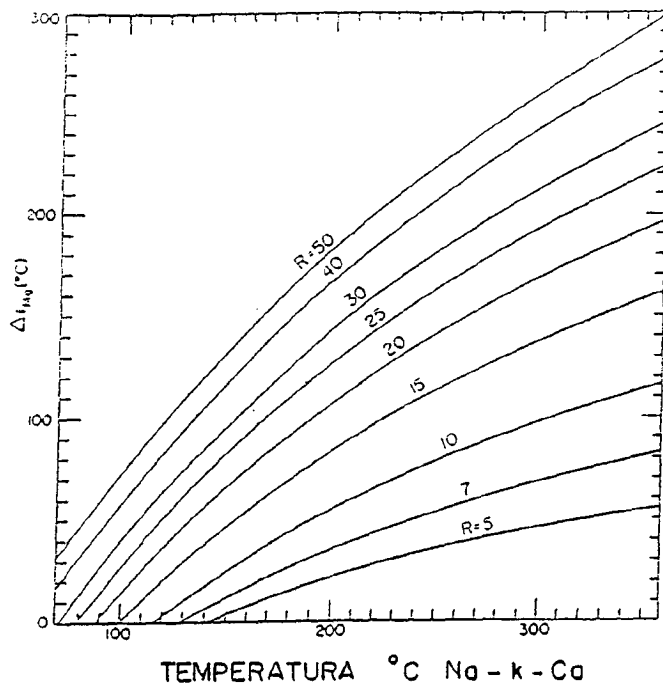


FIGURA 5.12.A. DIAGRAMA DE CORRECCION DE TEMPERATURA POR MAGNESIO, Δt_{Mg} . R DE 5 A 50.

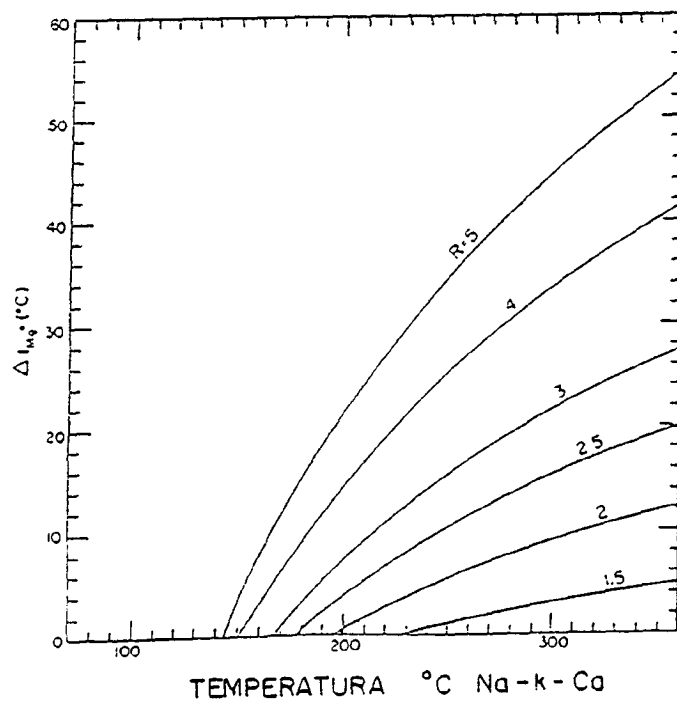


FIGURA 5.12.B. DIAGRAMA DE CORRECCION DE TEMPERATURA POR MAGNESIO, Δt_{Mg} . R de 1.5 A 5.

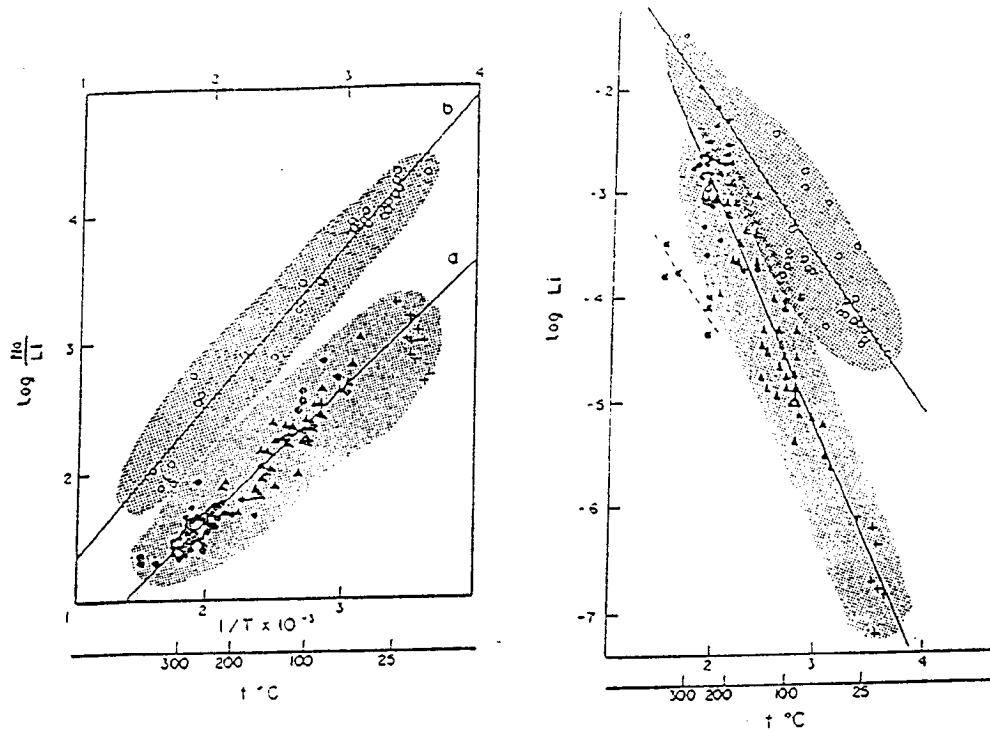


FIGURA 5.13. REPRESENTACIONES GRAFICAS Log Na/Li y Log Li CON RESPECTO AL INVERSO DE LA TEMPERATURA ABSOLUTA. LA RECTA A REPRESENTA AGUA CON BAJA SALINIDAD; LA B REPRESENTA UNA SALMUERA. EL SIMBOLO O ES PARA TEMPERATURAS MEDIDAS, ▲ TEMPERATURAS ESTIMADAS, + AGUAS SUPERFICIALES, ■ INTERACCIONES EXPERIMENTALES AGUA/ROCA.

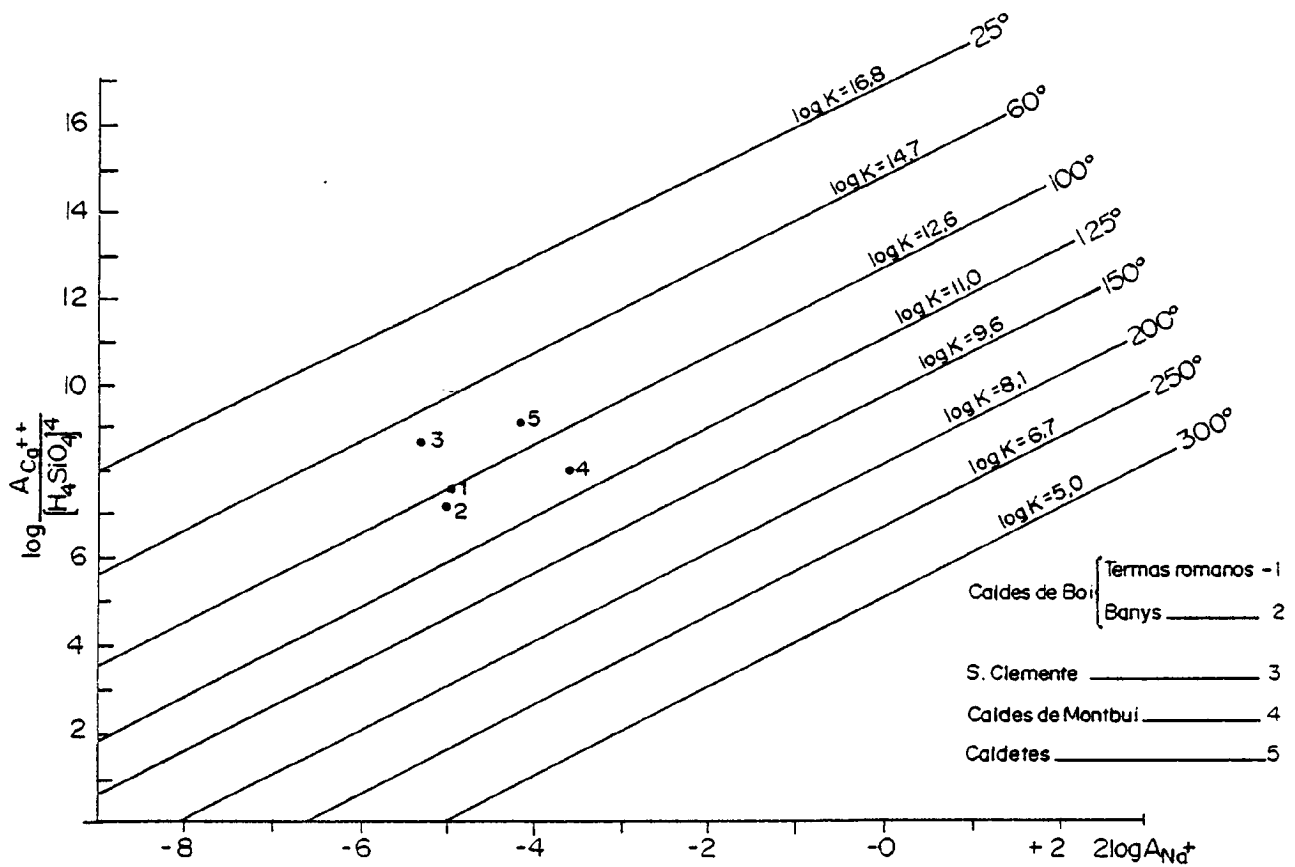


FIGURA 5.14. GRAFICO DE TEMPERATURAS DE EQUILIBRIO

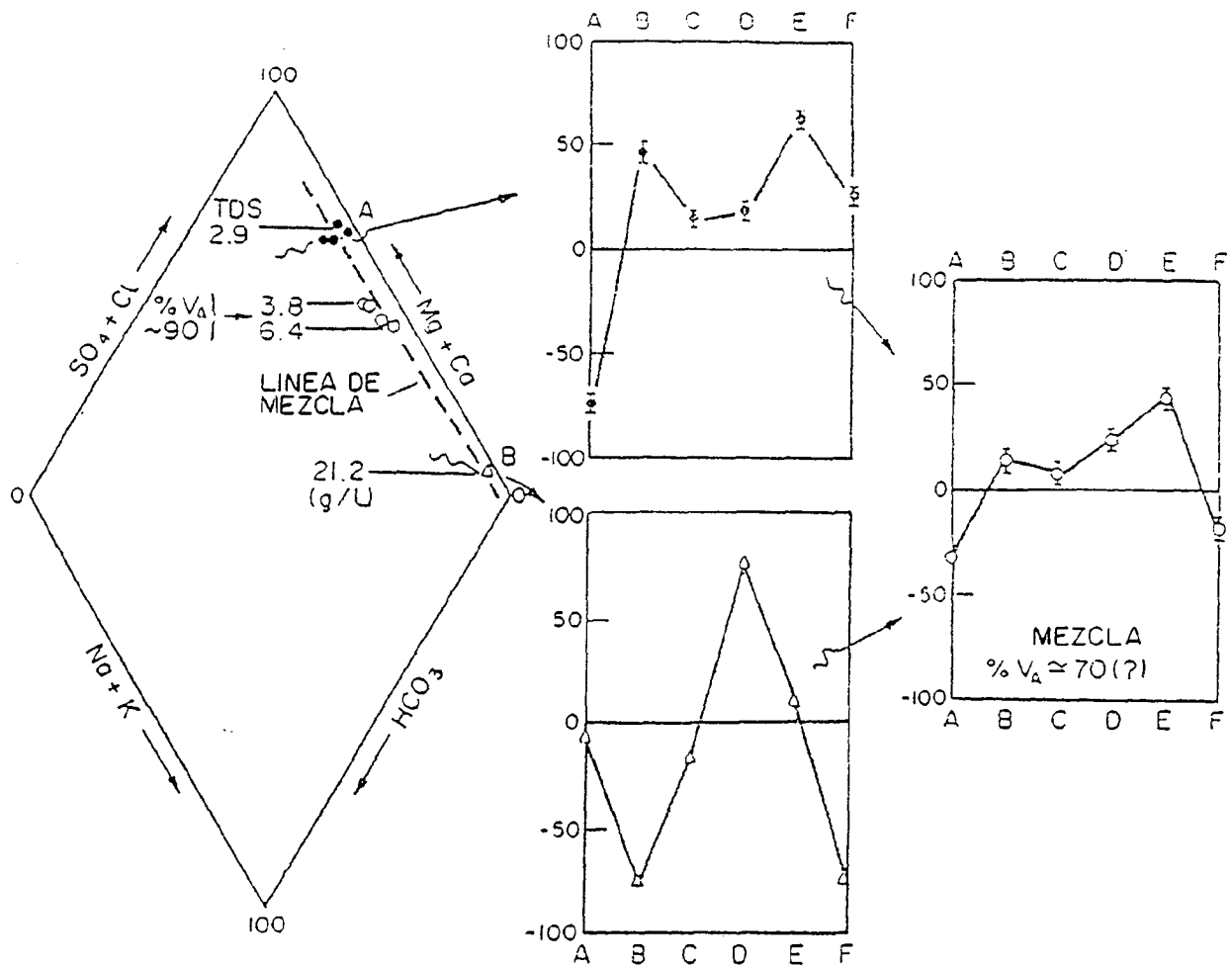


FIGURA 5.15. DIAGRAMAS RECTANGULARES Y DE PIPER PARA PROCESOS DE MEZCLA ENTRE DIFERENTES TIPOS DE AGUAS TERMALES PROFUNDAS.

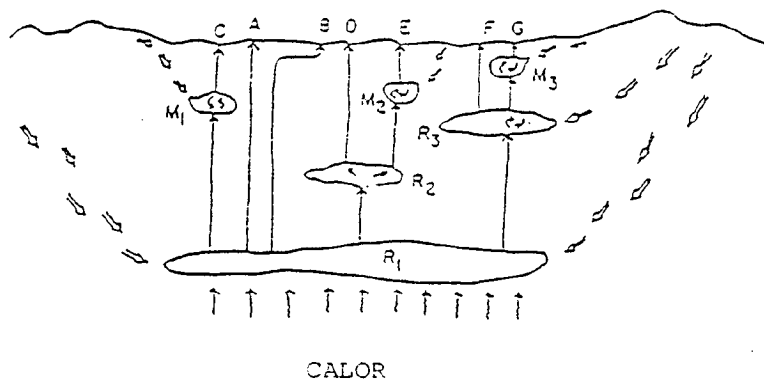


FIGURA 5.16. CORTE ESQUEMATICO DE UN SISTEMA HIPOTETICO DE FUENTES TERMALES. LAS TEMPERATURAS DE LOS YACIMIENTOS SE SUPONEN $R_1 > R_2 > R_3$ 100°C . LAS AGUAS TERMALES SURGEN POR LOS PUNTOS "A" A "G" PASANDO POR CONDICIONES DISTINTAS QUE AFECTAN A LA TEMPERATURA Y QUIMISMO DEL AGUA:

- A: DIRECTAMENTE DESDE R, GN ENFRIAMIENTO ADIABATICO SI EL FLUJO ES RAPIDO Y CONDUCTIVO SI ES LENTO.
- B: FLUJO HORIZONTAL PROXIMO A LA SUPERFICIE CON POSIBLE ENFRIAMIENTO CONDUCTIVO AUN CUANDO EL FLUJO SEA RAPIDO.
- C: DIRECTAMENTE DESDE R_1 , MEZCLA CON AGUA FRIA EN M_1 SIN REEQUILIBRIO QUIMICO.
- D: REEQUILIBRIO QUIMICO EN R_2 .
- E: REEQUILIBRIO QUIMICO EN R_2 MEZCLA CON AGUA MAS FRIA EN M_2 SIN REEQUILIBRIO QUIMICO POSTERIOR.
- F: MEZCLA CON AGUA MAS FRIA EN R_3 Y REEQUILIBRIO QUIMICO POSTERIOR.
- G: MEZCLA CON AGUA FRIA EN M_3 SIN REEQUILIBRIO QUIMICO POSTERIOR.

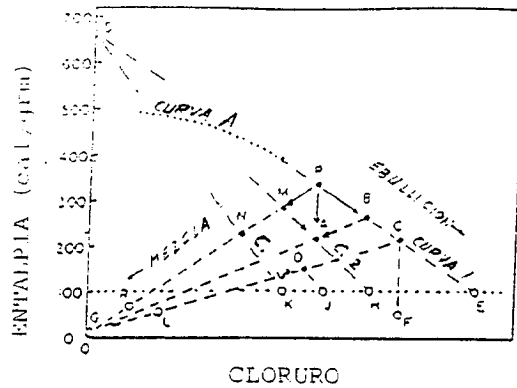


FIGURA 5.17. REPRESENTACION GRAFICA HIPOTETICA ENTALPIA-CLORURO DE VARIAS AGUAS RESULTANTES DE PROCESOS DE EBULLICION Y MEZCA DE AGUAS CALIENTES Y FRIAS. LOS PUNTOS REPRESENTAN EQUILIBRADAS QUIMICAMENTE CON LAS ROCAS CIRCUNDANTES A LA TEMPERATURA INDICADA POR LA ENTALPIA. LOS CIRCULOS REPRESENTAN FUENTES Y AGUAS QUE NO HAN ALCANZADO EL EQUILIBRIO A SU ENTALPIA Y TEMPERATURA FINAL.

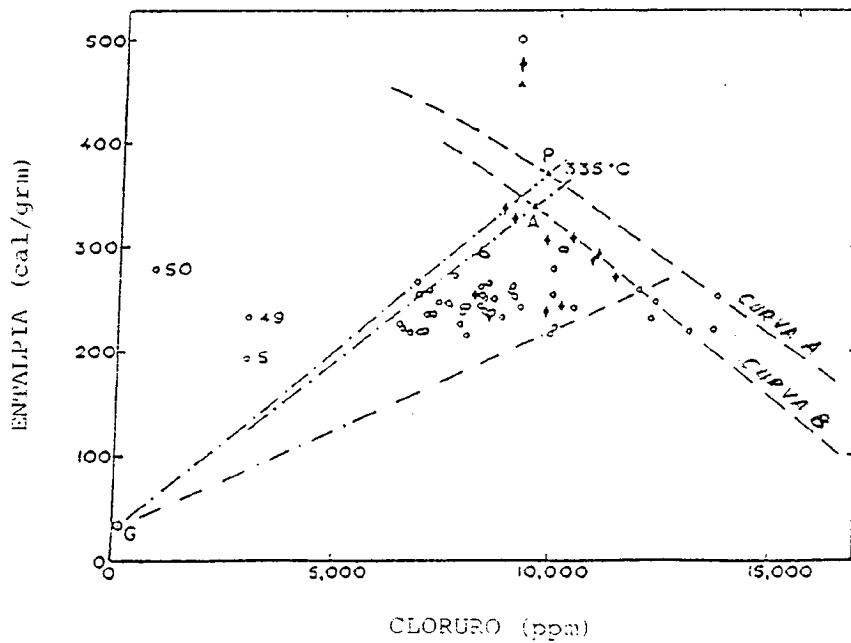


FIGURA 5.18. GRAFICO ENTALPIA-CLORURO DE CERRO PRIETO, MEXICO. (Fournier, 1979).

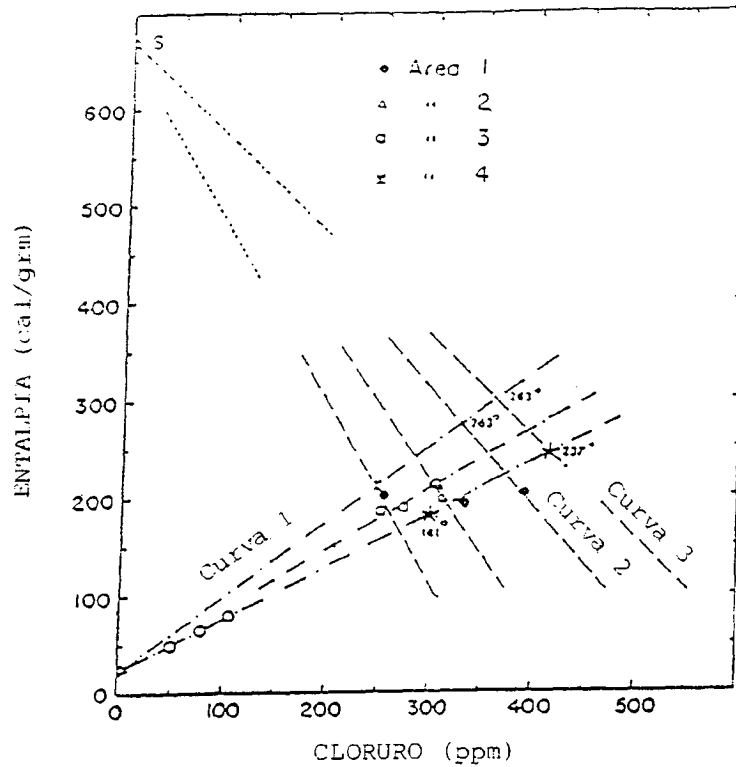


FIGURA 5.19. GRAFICO ENTALPIA-CLORURO DE ORAKEIKORAKO (NUEVA ZELANDA). LOS CIRCULOS REPRESENTAN FUENTES CON FLUJO SUPERIOR A 5 L/S. LAS ESTRELLAS REPRESENTAN COMPONENTES DE AGUAS MEZCLADAS CALCULADAS A PARTIR DEL MODELO DE MEZCLA DE FOURNIER Y TRUESDELL (1979). (Fournier, 1979).

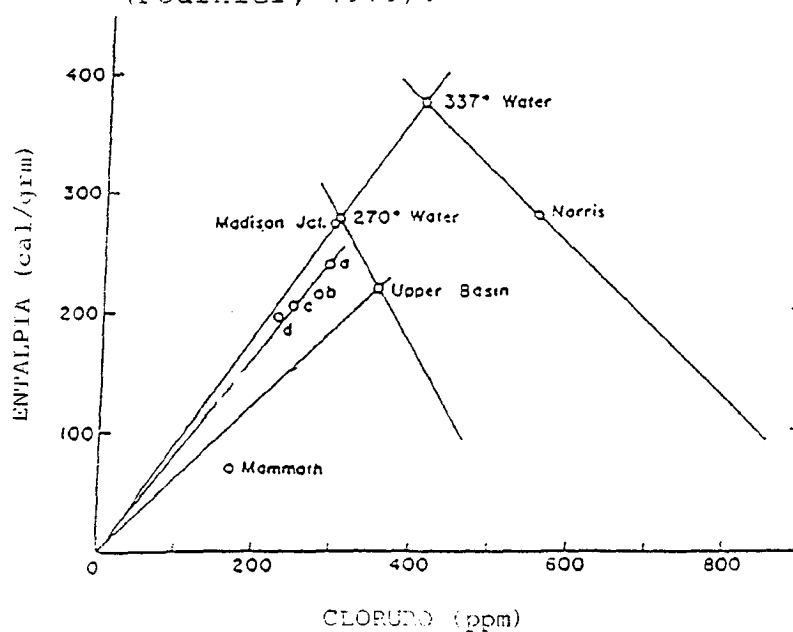


FIGURA 5.20. GRAFICO ENTALPIA-CLORURO DE YELLOWSTONE NATIONAL PARK. (Fournier et al, 1976 a).

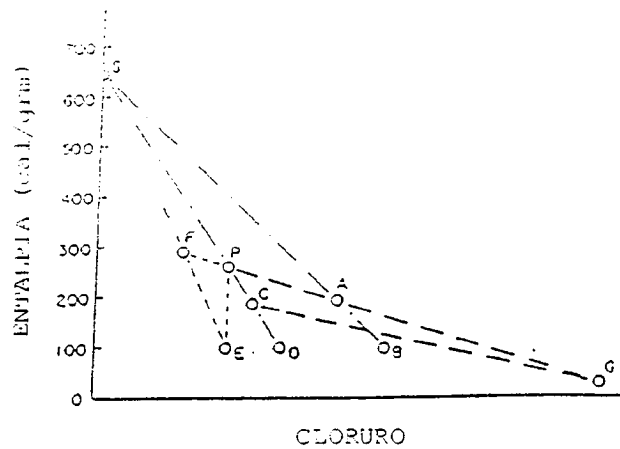


FIGURA 5.21. GRAFICO ENTALPIA-CLORURO MOSTRANDO LAS RELACIONES CUANDO UN AGUA NO-TERMAL, G, TIENE UN CONTENIDO EN CLORURO MAYOR QUE LA COMPONENTE DE AGUA CALIENTE, P. (Fournier, 1981).

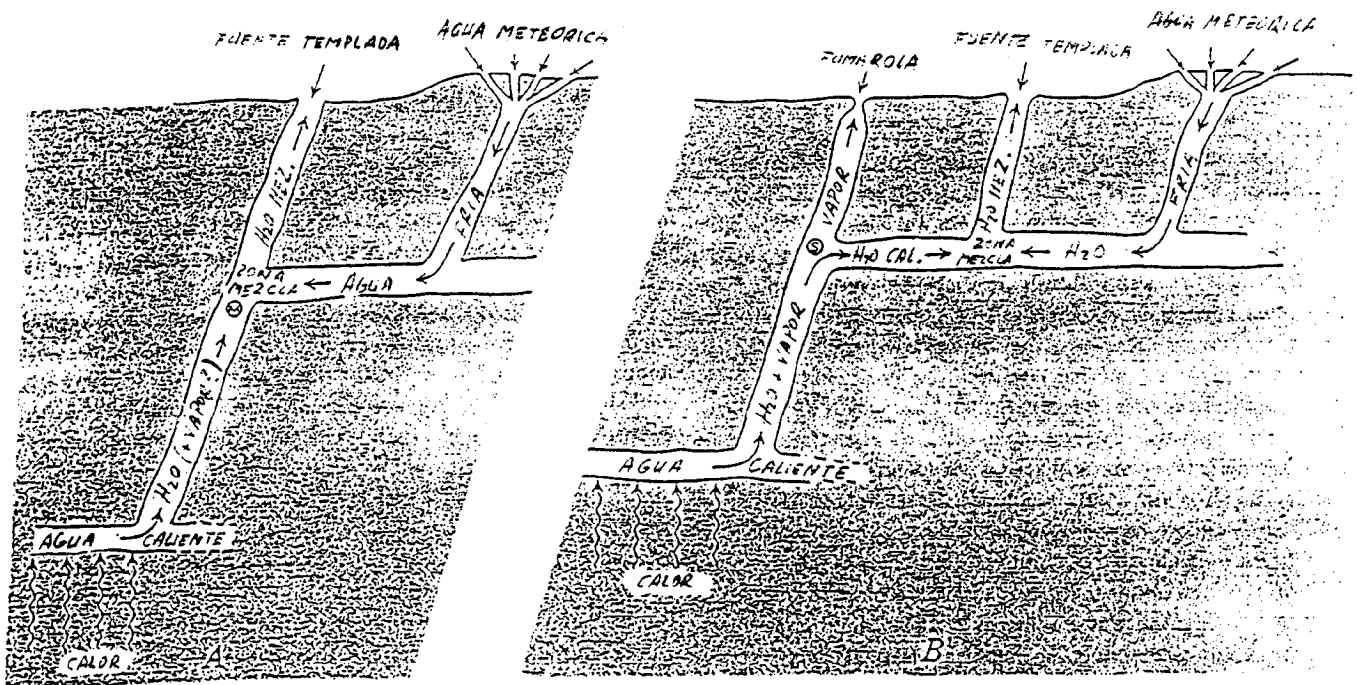


FIGURA 5.22. (A) MODELO ESQUEMATICO PARA OBTENER UNA FUENTE TERMAL DE AGUA MEZCLADA TEMPLADA EN LA QUE LA ENTALPIA Y EL CONTENIDO EN SILICE DEL AGUA SON LOS MISMOS QUE EN EL AGUA PROFUNDA ORIGINAL (MODELO 1). (B) MODELO ESQUEMATICO EN EL QUE LA COMPONENTE DEL AGUA CALIENTE PIERDE VAPOR ANTES DEL PROCESO DE MEZCLA CON AGUA FRIA (MODELO 2). (Fournier y Truesdell, 1974).

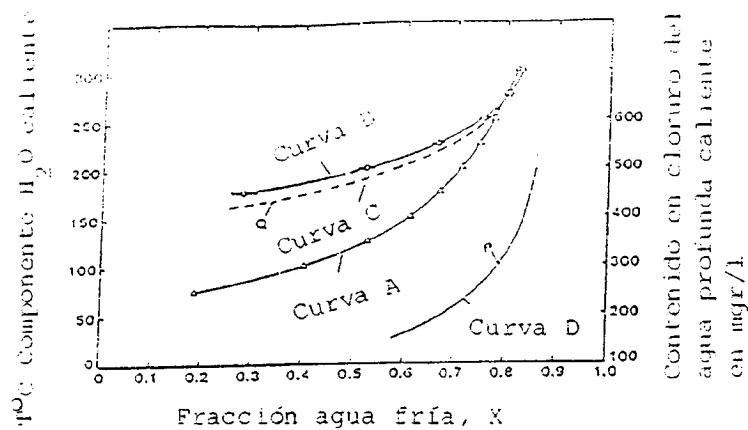


FIGURA 5.23. FRACCIÓN DE AGUA FRÍA RELATIVA A LA TEMPERATURA Y CONTENIDO EN CLORURO DE LA COMPONENTE DE AGUA CALIENTE EN TERRACE SRPING. LA CURVA A ES LA FRACCIÓN DE AGUA FRÍA BASADA EN LAS CONSIDERACIONES DE ENTALPIA-MODELO 1. LA CURVA B ES LA FRACCIÓN DE AGUA FRÍA BASADA EN CONSIDERACIONES DE SILICE-MODELO 1. LA CURVA C ES LA FRACCIÓN DE AGUA FRÍA BASADA EN CONSIDERACIONES DE SILICE-MODELO 2. LA CURVA D ES EL CONTENIDO PRECISO DE CLORURO DEL AGUA PROFUNDA.

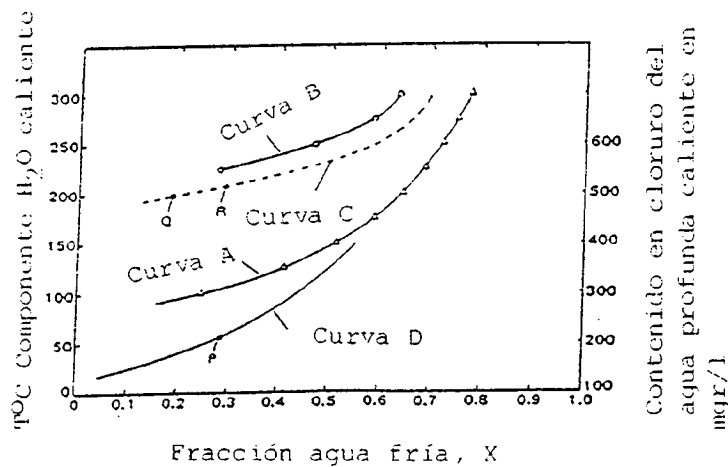


FIGURA 5.24. FRACCIÓN DE AGUA FRÍA RELATIVA A LA TEMPERATURA Y CONTENIDO EN CLORURO DEL COMPONENTE DE AGUA CALIENTE EN INTERCHANGE SPRING. (Fournier y Truesdell, 1974).

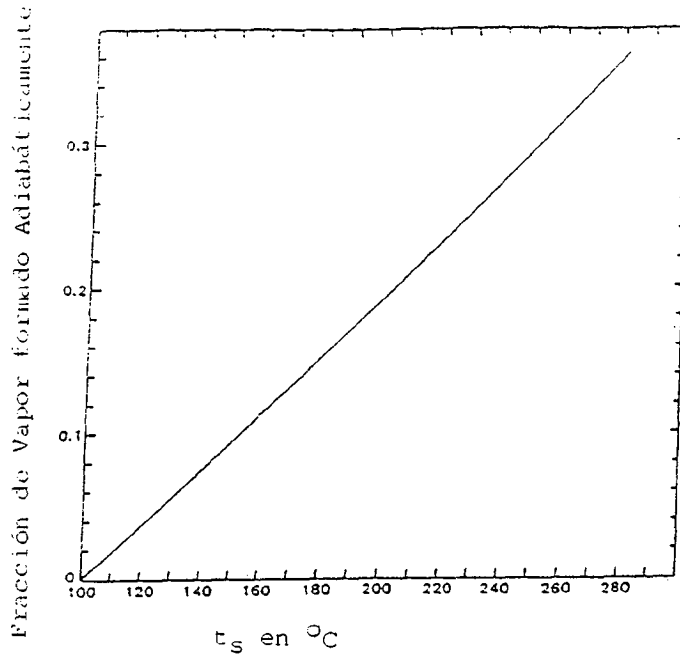


FIGURA 5.25. FRACCION DE VAPOR QUE SE FORMA POR ENFRIAMIENTO ADIABATICO A PARTIR DE t_s a 100°C . (Fournier y Truesdell, 1974).

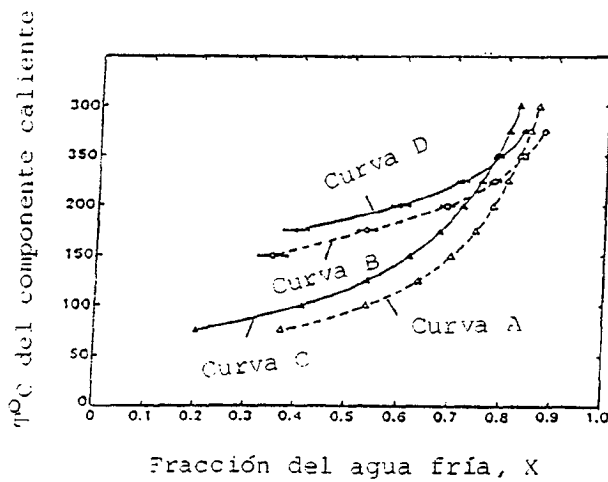


FIGURA 5.26. FRACCION DE AGUA FRIA CON RESPECTO A LA TEMPERATURA DE LA COMPONENTE DE AGUA CALIENTE DE DOS FUENTES TERMALES ENTRE BISCUIT BASIN Y MIDWAY BASIN.

- ◻ Agua a 49°C
- ▲ Agua a 61°C

(Fournier y Truesdell, 1974)

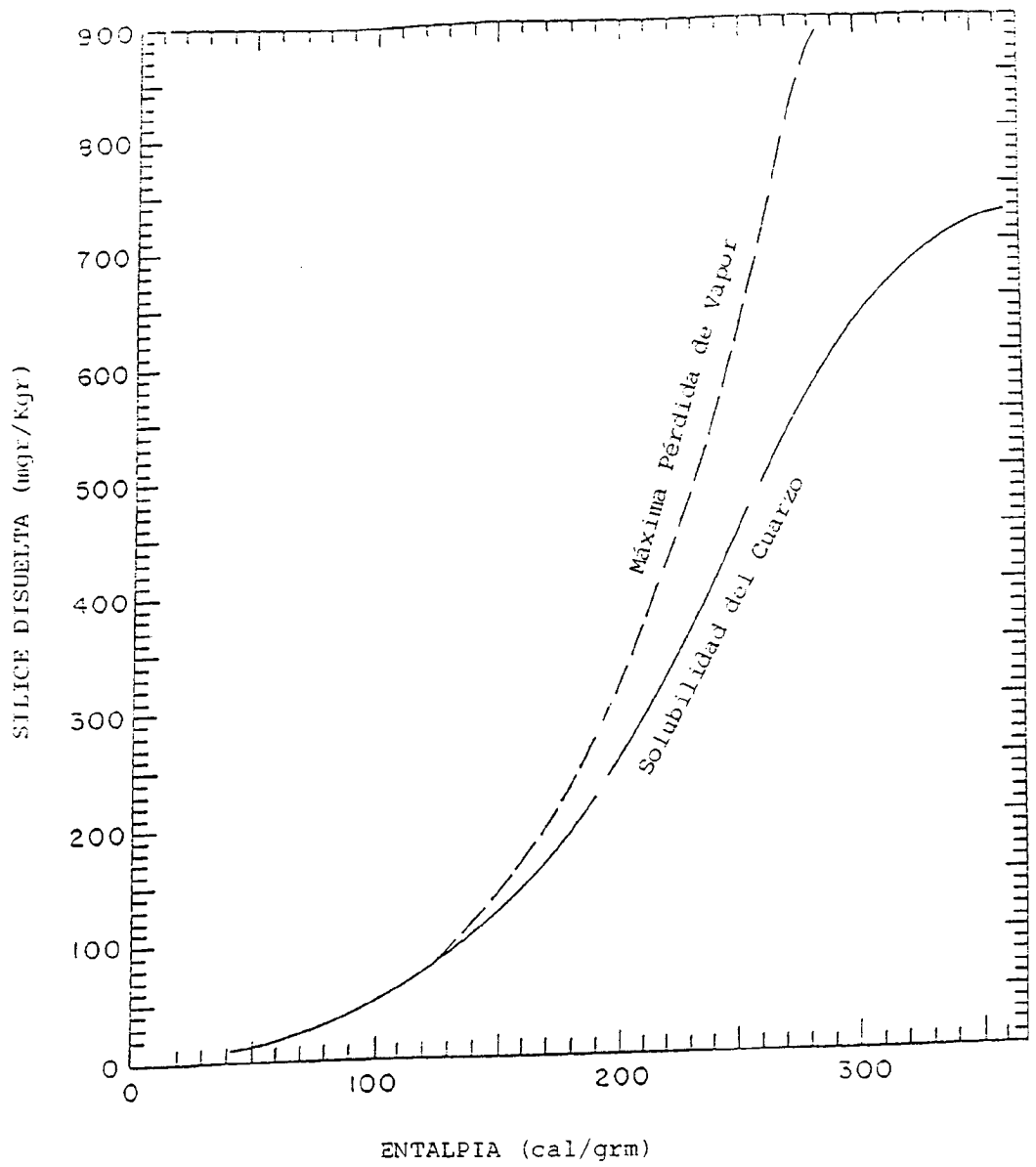


FIGURA 5.27. GRAFICO SILICE DISUELTA-ENTALPIA PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA DEL COMPONENTE DE AGUA CALIENTE MEZCLADA CON AGUA FRIA QUE DA LUGAR A UNA FUENTE TERMAL (Fournier y Truesdell, 1977).

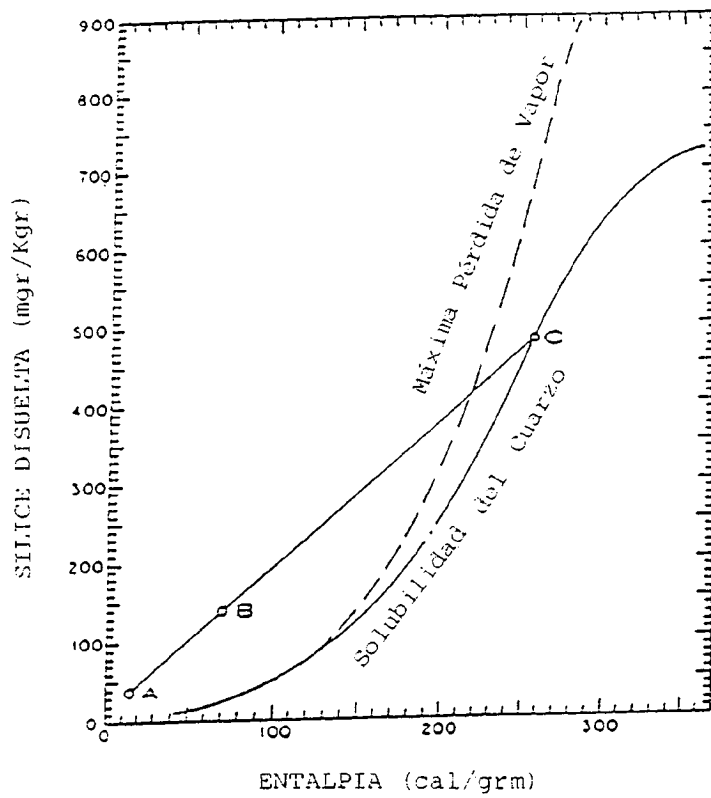
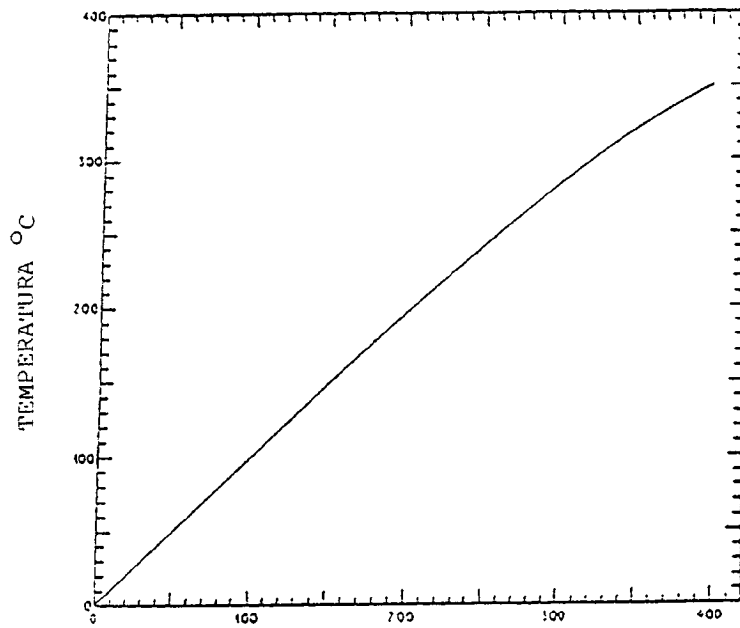


FIGURA 5.28. GRAFICO SILICE DISUELTA-
 ENTALPIA CUANDO NO HAY PERDIDA DE VA-
 POR O CALOR ANTES DEL PROCESO DE MEZ-
 CLA. (Fournier y Truesdell, 1977).



ENTALPIA DEL LIQUIDO SATURADO (cal/grm)

FIGURA 5.29. RELACION TEMPERATURA-
ENTALPIA PARA AGUA LIQUIDA EN EQUI-
LIBRIO CON EL VAPOR (Fournier y
Truesdell, 1977).

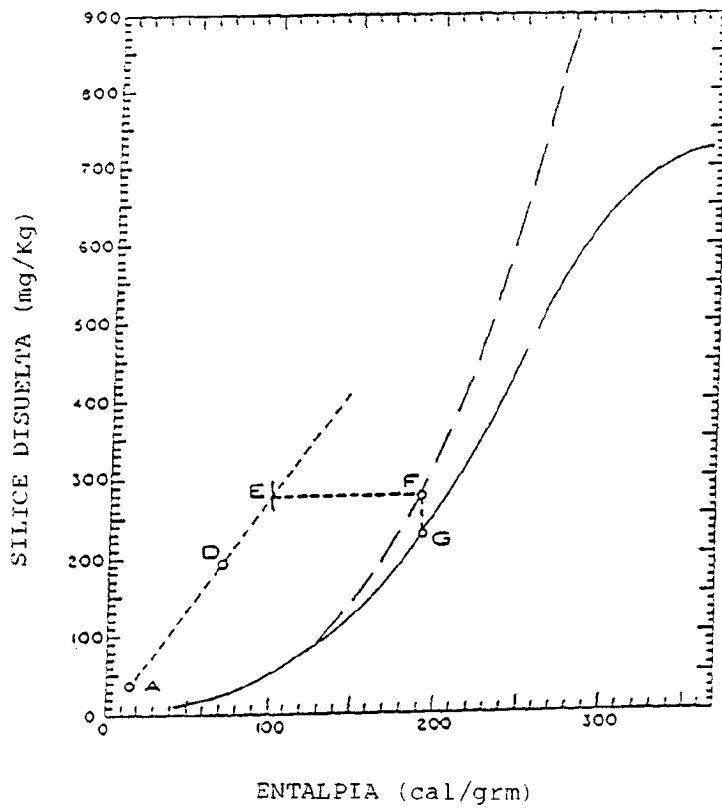


FIGURA 5.30. GRAFICO SILICE DISUELTA-ENTALPIA PARA CUANDO EL VAPOR SE SEPARA DE LA COMPONENTE AGUA-CALIENTE A 100°C ANTES DEL PROCESO DE MEZCLA (Fournier y Truesdell, 1977).

TABLA 5.1

ECUACIONES DE DEPENDENCIA DE TEMPERATURA PARA VARIOS GEOTERMOMETROS. (C es la concentración de sílice disuelta; las concentraciones expresadas en mg/kg).

GEOTERMOMETRO	ECUACION	RESTRICCIONES
1. Cuarzo sin pérdida de vapor	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5.19 - \log C} - 273.15$	$t = 0^{\circ}\text{C} - 250^{\circ}\text{C}$
2. Cuarzo con máxima pérdida de vapor	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5.75 - \log C} - 273.15$	$t = 0^{\circ}\text{C} - 250^{\circ}\text{C}$
3. Calcedonia	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1032}{4.59 - \log C} - 273.15$	$t = 0^{\circ}\text{C} - 250^{\circ}\text{C}$
4. Cristobalita - α	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{4.78 - \log C} - 273.15$	$t = 0^{\circ}\text{C} - 250^{\circ}\text{C}$
5. Cristobalita - β	$t^{\circ}\text{C} = \frac{781}{4.51 - \log C} - 273.15$	$t = 0^{\circ}\text{C} - 250^{\circ}\text{C}$
6. sílice amorfo	$t^{\circ}\text{C} = \frac{731}{4.32 - \log C} - 273.15$	$t = 0^{\circ}\text{C} - 250^{\circ}\text{C}$
7. Na/K (Fournier)	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{\log (\text{Na}/\text{K}) + 1.483} - 273.15$	$t > 150^{\circ}\text{C}$
8. Na/K (Truesdell)	$t^{\circ}\text{C} = \frac{855.6}{\log (\text{Na}/\text{K}) + 0.8573} - 273.15$	$t > 150^{\circ}\text{C}$
9. Na-K-Ca	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{\log (\text{Na}/\text{K}) + \beta[\log(\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}) + 2.06] + 2.47} - 273.15$	$t < 100^{\circ}\text{C}$, $\beta = 4/3$ $t > 100^{\circ}\text{C}$, $\beta = 1/3$
i. Corrección de Mg para el geotermómetro Na-K-Ca *		
10. $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{O})$	$1000 \ln \alpha = 2.88(10^6 T^{-2}) - 4.1$ $\alpha = \frac{1000 + \delta^{18}\text{O}(\text{HSO}_4^-)}{1000 + \delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})}$ and $T = ^{\circ}\text{K}$	
11. Na/Li	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{\log(\text{Na}/\text{Li}) + 0.22} - 273.15$	$C < 11,000 \text{ mg/kg}$ $t < 350^{\circ}\text{C}$

$$\Delta t_{\text{Mg}} = 10.66 - 4.7415R + 325.87(\log R)^2 - 1.032 \times 10^5 (\log R)^2 / T - 1.968 \times 10^7 (\log R)^2 / T^2 + 1.605 \times 10^7 (\log R)^3 / T^2, \quad (1)$$

para $R < 5$

$$\Delta t_{\text{Mg}} = -1.03 + 59.971 \log R + 145.05(\log R)^2 - 36711(\log R)^2 / T - 1.57 \times 10^7 \log R / T^2, \quad (2)$$

donde

$R = [\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{K})] \times 100$, con concentraciones expresadas en equivalentes

Δt_{Mg} = Corrección de temperatura en $^{\circ}\text{C}$ a susstraer de la temperatura calculada a partir del geotermómetro Na-K-Ca.

T = Temperatura calculada en $^{\circ}\text{K}$ a partir de Na-K-Ca.

En algunas condiciones, las ecuaciones 1 y 2 pueden dar valores negativos de Δt_{Mg} . En tal caso no se aplicará la corrección de Mg para el geotermómetro Na-K-Ca.

TABLA 5.2

ECUACIONES DE TEMPERATURA

<u>Geotermómetro</u>	<u>Ecuación</u>	<u>Restricciones</u>
<u>a</u> K/Mg (Para fluidos de origen oceánico)	$t^{\circ}\text{C} = \frac{4410}{13.95 - \log\left(\frac{\text{K}^2}{\text{Mg}}\right)} - 273.15$	$t < 200^{\circ}\text{C}$
<u>b</u> Na/Li (Para salmueras)	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1195}{\log \text{Na/Li} - .13} - 273.15$	$t < 300^{\circ}\text{C}$ $\text{Cl}^- > 11,000 \text{ mg/kg}$
<u>c</u> Mg/Li (Para salmueras de campos petrolíferos)	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1900}{4.67 + \log(\sqrt{\text{Mg/Li}})} - 273.15$	$40^{\circ} < t < 250^{\circ}\text{C}$

TABLA 5.3
GEOTERMOMETROS DE LA SILICE

t ^o C	SiO ₂ mg/kg	t ^o C	SiO ₂ mg/kg
0	2	175	190
25	7	200	271
50	13	225	367
75	25.5	250	471
100	46	275	571
125	79	300	660
150	126	325	738

TABLA 5.4

COMPORTAMIENTO DEL Na/Li EN INTERACCIONES EXPERIMENTALES
AGUA/ROCA (Ellis y Mahon, 1967).

Tipo de Roca	$1/T \times 10^{-3}$	Log Li	Log Na	Log Na/Li	Cl ⁻ (ppm)
Pómez	1.48	-3.58	-2.22	1.35	157
Obsidiana	1.91	-4.18	-2.40	1.59	9
Ignimbrita	1.48	-3.79	-2.49	1.29	32
Riolita	1.60	-3.76	-2.49	1.27	110
Dacita	1.91	-4.02	-2.55	1.47	40
Andesita	1.91	-4.14	-2.55	1.59	52
Basalto	1.91	-4.36	-2.18	2.17	250
Grawaca	1.91	-4.14	-2.52	1.62	3

TABLA 5.5

CONCENTRACION (EN PPM) DE COMPONENTES ANALITICOS EN EL AGUA MARINA
Y LAS AGUAS TERMALES DE LA PENINSULA REYKJANES.

Componente	Agua marina	Reykjanes pozo 8		Svartsengi pozo 4	Krisuvik pozo 6	Krisuvik pozo 5
	<u>10°C</u>	<u>269°C</u>	<u>283°C</u>			
Na	10556	10135	9629	6279	700	210
K	380	1480	1409	973	119	13.8
Ca	400	1628	1551	950	42.4	10.6
Mg	1272	1.0	1.0	6.0	0.4	0.2
SiO ₂	3.0	600	572	444	514	220
CO ₂	114	1438	1764	457	62.2	63.0
H ₂ S	-	26.7	32.7	1.9	6.6	4.4
SO ₄	2649	22.2	21.2	34.0	49.6	178.2
F	1.3	0.10	0.10	0.12	0.50	0.45
Cl	18980	19727	18785	12070	1094	118.0

TABLA 5.6

RELACIONES ENTRE LA PROFUNDIDAD Y LOS ENFRIAMIENTOS
(Truesdell et al., 1977)

PROFUNDIDAD (km)	ENFRIAMIENTO CONDUCTIVO (kg/min)	ENFRIAMIENTO ADIABATICO (kg/min)
0.5	13	117
1.0	26	234
1.5	40	355

TABLA 5.7

TABLAS DE VAPOR - DATOS TERMODINAMICOS PARA
 AGUA A PRESIONES DE VAPOR SATURADO

0 - 374.136°C

Derivation: Equation of State of Keenan et al. (1969);
 and calculated by P. Delaney (U.S. Geological Survey)

Referencia:

Keenan, J.H., Keyes, F.G., Hill, P.G. and Moore, J.G., 1969, Steam Tables - thermodynamic properties of water including vapor, liquid, and solid phases (International Edition - metric units): Wiley, New York, 162 p.

Temp. (°C)	Pres. (bars)	Peso Espec.		Entalpía		
		(cc/gm)		(J/gm)*		
		vap.	liq.	vap.	liq.	evap.
0.01	0.01	206136	1.000	2501	0.01	2501
1	0.01	192577	1.000	2503	4.16	2499
2	0.01	179889	1.000	2505	8.37	2497
3	0.01	168132	1.000	2507	12.57	2494
4	0.01	157232	1.000	2509	16.78	2492
5	0.01	147120	1.000	2511	20.98	2490
6	0.01	137734	1.000	2512	25.20	2487
7	0.01	129017	1.000	2514	29.39	2485
8	0.01	120917	1.000	2516	33.60	2482
9	0.01	113386	1.000	2518	37.80	2480
10	0.01	106379	1.000	2520	42.01	2478
11	0.01	99857	1.000	2522	46.20	2475
12	0.01	93784	1.001	2523	50.41	2473
13	0.01	88124	1.001	2525	54.60	2471
14	0.02	82848	1.001	2527	58.80	2468
15	0.02	77926	1.001	2529	62.99	2466
16	0.02	73333	1.001	2531	67.19	2464
17	0.02	69044	1.001	2533	71.38	2461
18	0.02	65038	1.001	2534	75.58	2459
19	0.02	61293	1.002	2536	79.77	2456
20	0.02	57791	1.002	2538	83.96	2454
21	0.02	54514	1.002	2540	88.14	2452
22	0.03	51447	1.002	2542	92.33	2449
23	0.03	48574	1.002	2544	96.52	2447
24	0.03	45883	1.003	2545	100.7	2445
25	0.03	43360	1.003	2547	104.9	2442
26	0.03	40994	1.003	2549	109.1	2440
27	0.04	38774	1.003	2551	113.2	2438
28	0.04	36690	1.004	2553	117.4	2435
29	0.04	34733	1.004	2554	121.6	2433

* 1 cal/gm = 4.18 J/gm

TABLA 5.7 (Cont. 2)

Temp. (°C)	Pres. (bars)	Peso Espec.		Entalpía		
		(cc/ga)		(J/ga)		
		vap.	liq.	vap.	liq.	evap.
30	0.04	32894	1.004	2556	125.8	2430
31	0.04	31165	1.005	2558	130.0	2428
32	0.05	29540	1.005	2560	134.1	2426
33	0.05	28011	1.005	2562	138.3	2423
34	0.05	26571	1.006	2563	142.5	2421
35	0.06	25216	1.006	2565	146.7	2419
36	0.06	23940	1.006	2567	150.9	2416
37	0.06	22737	1.007	2569	155.0	2414
38	0.07	21602	1.007	2571	159.2	2411
39	0.07	20533	1.007	2572	163.4	2409
40	0.07	19523	1.008	2574	167.6	2407
41	0.08	18570	1.008	2576	171.7	2404
42	0.08	17671	1.009	2578	175.9	2402
43	0.09	16821	1.009	2580	180.1	2400
44	0.09	16018	1.009	2581	184.3	2397
45	0.10	15258	1.010	2583	188.4	2395
46	0.10	14540	1.010	2585	192.6	2392
47	0.11	13861	1.011	2587	196.8	2390
48	0.11	13218	1.011	2589	201.0	2388
49	0.12	12609	1.012	2590	205.1	2385
50	0.12	12032	1.012	2592	209.3	2383
51	0.13	11486	1.013	2594	213.5	2380
52	0.14	10968	1.013	2596	217.7	2378
53	0.14	10476	1.014	2597	221.9	2376
54	0.15	10011	1.014	2599	226.0	2373
55	0.16	9569	1.015	2601	230.2	2371
56	0.17	9149	1.015	2603	234.4	2368
57	0.17	8751	1.016	2604	238.6	2366
58	0.18	8372	1.016	2606	242.8	2363
59	0.19	8013	1.017	2608	246.9	2361
60	0.20	7671	1.017	2610	251.1	2358
61	0.21	7346	1.018	2611	255.3	2356
62	0.22	7037	1.018	2613	259.5	2354
63	0.23	6743	1.019	2615	263.7	2351
64	0.24	6463	1.019	2617	267.9	2349
65	0.25	6197	1.020	2618	272.0	2346
66	0.26	5943	1.020	2620	276.2	2344
67	0.27	5701	1.021	2622	280.4	2341
68	0.29	5471	1.022	2623	284.6	2339
69	0.30	5252	1.022	2625	288.8	2336
70	0.31	5042	1.023	2627	293.0	2334
71	0.33	4843	1.023	2629	297.2	2331
72	0.34	4652	1.024	2630	301.4	2329
73	0.35	4470	1.025	2632	305.5	2326
74	0.37	4297	1.025	2634	309.7	2324
75	0.39	4131	1.026	2635	313.9	2321
76	0.40	3973	1.027	2637	318.1	2319
77	0.42	3822	1.027	2639	322.3	2316
78	0.44	3677	1.028	2640	326.5	2314
79	0.46	3539	1.028	2642	330.7	2311
80	0.47	3407	1.029	2644	334.9	2309
81	0.49	3281	1.030	2645	339.1	2306
82	0.51	3160	1.030	2647	343.3	2304
83	0.53	3044	1.031	2649	347.5	2301
84	0.56	2934	1.032	2650	351.7	2299

TABLA 5.7 (Cont. 3)

Temp. (°C)	Pres. (bars)	Peso Espec.		Entalpía		
		(cc/gm)		(J/gm)		
		vap.	liq.	vap.	liq.	evap.
85	0.58	2828	1.032	2652	355.9	2296
86	0.60	2726	1.033	2654	360.1	2293
87	0.63	2629	1.034	2655	364.3	2291
88	0.65	2536	1.035	2657	368.5	2288
89	0.68	2446	1.035	2658	372.7	2286
90	0.70	2361	1.036	2660	376.9	2283
91	0.73	2278	1.037	2662	381.1	2281
92	0.76	2200	1.037	2663	385.3	2278
93	0.79	2124	1.038	2665	389.5	2275
94	0.81	2052	1.039	2667	393.7	2273
95	0.85	1982	1.040	2668	398.0	2270
96	0.88	1915	1.040	2670	402.2	2268
97	0.91	1851	1.041	2671	406.4	2265
98	0.94	1789	1.042	2673	410.6	2262
99	0.98	1730	1.043	2674	414.8	2260
100	1.01	1673	1.043	2676	419.0	2257
101	1.05	1618	1.044	2678	423.3	2254
102	1.09	1566	1.045	2679	427.5	2252
103	1.13	1515	1.046	2681	431.7	2249
104	1.17	1466	1.047	2682	435.9	2246
105	1.21	1419	1.047	2684	440.1	2244
106	1.25	1374	1.048	2685	444.4	2241
107	1.29	1331	1.049	2687	448.6	2238
108	1.34	1289	1.050	2688	452.8	2236
109	1.39	1249	1.051	2690	457.1	2233
110	1.43	1210	1.052	2691	461.3	2230
111	1.48	1173	1.052	2693	465.5	2227
112	1.53	1137	1.053	2695	469.8	2225
113	1.58	1102	1.054	2696	474.0	2222
114	1.64	1069	1.055	2697	478.2	2219
115	1.69	1037	1.056	2699	482.5	2217
116	1.75	1006	1.057	2700	486.7	2214
117	1.80	975.6	1.058	2702	491.0	2211
118	1.86	946.7	1.059	2703	495.2	2208
119	1.92	918.8	1.059	2705	499.5	2205
120	1.99	891.9	1.060	2706	503.7	2203
121	2.05	865.9	1.061	2708	508.0	2200
122	2.11	840.8	1.062	2709	512.2	2197
123	2.18	816.6	1.063	2711	516.5	2194
124	2.25	793.2	1.064	2712	520.7	2191
125	2.32	770.6	1.065	2713	525.0	2189
126	2.39	748.8	1.066	2715	529.2	2186
127	2.47	727.7	1.067	2716	533.5	2183
128	2.54	707.3	1.068	2718	537.8	2180
129	2.62	687.6	1.069	2719	542.0	2177
130	2.70	668.5	1.070	2720	546.3	2174
131	2.78	650.1	1.071	2722	550.6	2171
132	2.87	632.3	1.072	2723	554.9	2168
133	2.95	615.0	1.073	2725	559.1	2165
134	3.04	598.3	1.074	2726	563.4	2163
135	3.13	582.2	1.075	2727	567.7	2160
136	3.22	566.6	1.076	2729	572.0	2157
137	3.32	551.4	1.077	2730	576.3	2154
138	3.41	536.8	1.078	2731	580.5	2151
139	3.51	522.6	1.079	2733	584.8	2148

TABLA 5.7 (Cont. 4)

Temp. (°C)	Pres. (bars)	Peso Espec.		Entalpía		
		(cc/gm)		(J/gm)		
		vap.	liq.	vap.	liq.	evap.
140	3.61	508.9	1.080	2734	589.1	2145
141	3.72	495.6	1.081	2735	593.4	2142
142	3.82	482.7	1.082	2736	597.7	2139
143	3.93	470.2	1.083	2738	602.0	2136
144	4.04	458.1	1.084	2739	606.3	2133
145	4.15	446.3	1.085	2740	610.6	2130
146	4.27	435.0	1.086	2742	614.9	2127
147	4.39	423.9	1.087	2743	619.2	2124
148	4.51	413.2	1.088	2744	623.6	2120
149	4.63	402.9	1.089	2745	627.9	2117
150	4.76	392.8	1.090	2746	632.2	2114
151	4.89	383.0	1.092	2748	636.5	2111
152	5.02	373.5	1.093	2749	640.8	2108
153	5.15	364.4	1.094	2750	645.2	2105
154	5.29	355.4	1.095	2751	649.5	2102
155	5.43	346.8	1.096	2752	653.8	2099
156	5.57	338.4	1.097	2754	658.2	2095
157	5.72	330.2	1.098	2755	662.5	2092
158	5.87	322.3	1.100	2756	666.9	2089
159	6.02	314.5	1.101	2757	671.2	2086
160	6.18	307.1	1.102	2758	675.5	2083
161	6.34	299.8	1.103	2759	679.9	2079
162	6.50	292.7	1.104	2760	684.3	2076
163	6.66	285.9	1.106	2761	688.6	2073
164	6.83	279.2	1.107	2762	693.0	2070
165	7.00	272.7	1.108	2764	697.3	2066
166	7.18	266.4	1.109	2765	701.7	2063
167	7.36	260.2	1.110	2766	706.1	2060
168	7.54	254.3	1.112	2767	710.5	2056
169	7.73	248.5	1.113	2768	714.8	2053
170	7.92	242.8	1.114	2769	719.2	2050
171	8.11	237.3	1.116	2770	723.6	2046
172	8.31	232.0	1.117	2771	728.0	2043
173	8.51	226.8	1.118	2772	732.4	2039
174	8.71	221.7	1.119	2773	736.8	2036
175	8.92	216.8	1.121	2774	741.2	2032
176	9.13	212.0	1.122	2775	745.6	2029
177	9.35	207.3	1.123	2775	750.0	2025
178	9.57	202.8	1.125	2776	754.4	2022
179	9.79	198.4	1.126	2777	758.8	2018
180	10.02	194.0	1.127	2778	763.2	2015
181	10.25	189.8	1.129	2779	767.6	2011
182	10.49	185.8	1.130	2780	772.1	2008
183	10.73	181.8	1.132	2781	776.5	2004
184	10.98	177.9	1.133	2782	780.9	2001
185	11.23	174.1	1.134	2782	785.4	1997
186	11.48	170.4	1.136	2783	789.8	1993
187	11.74	166.8	1.137	2784	794.3	1990
188	12.00	163.3	1.139	2785	798.7	1986
189	12.27	159.9	1.140	2786	803.2	1982
190	12.54	156.5	1.141	2786	807.6	1979
191	12.82	153.3	1.143	2787	812.1	1975
192	13.10	150.1	1.144	2788	816.5	1971
193	13.39	147.0	1.146	2789	821.0	1968
194	13.68	144.0	1.147	2789	825.5	1964

TABLA 5.7 (Cont. 5)

Temp.	Pres.	Peso Espec.	Entalpia
(°C)	(bars)	(cc/gm)	(J/gm)
195	13.98	141.1	2790
196	14.28	138.2	2791
197	14.59	135.4	2791
198	14.90	132.6	2792
199	15.22	130.0	2793
200	15.54	127.4	2793
201	15.87	124.8	2794
202	16.20	122.3	2794
203	16.54	119.9	2795
204	16.88	117.5	2796
205	17.23	115.2	2796
206	17.59	113.0	2797
207	17.95	110.7	2797
208	18.31	108.6	2798
209	18.68	106.5	2798
210	19.06	104.4	2798
211	19.45	102.4	2799
212	19.84	100.4	2799
213	20.23	98.51	2800
214	20.63	96.63	2800
215	21.04	94.79	2801
216	21.46	92.99	2801
217	21.88	91.23	2801
218	22.30	89.52	2802
219	22.74	87.84	2802
220	23.18	86.19	2802
221	23.62	84.58	2802
222	24.08	83.01	2803
223	24.54	81.47	2803
224	25.00	79.96	2803
225	25.48	78.49	2803
226	25.96	77.05	2803
227	26.44	75.64	2804
228	26.94	74.26	2804
229	27.44	72.90	2804
230	27.95	71.58	2804
231	28.46	70.29	2804
232	28.99	69.02	2804
233	29.52	67.77	2804
234	30.06	66.56	2804
235	30.60	65.37	2804
236	31.15	64.20	2804
237	31.71	63.06	2804
238	32.28	61.94	2804
239	32.86	60.84	2804
240	33.44	59.76	2804
241	34.03	58.71	2804
242	34.63	57.68	2804
243	35.24	56.67	2803
244	35.86	55.68	2803
245	36.48	54.71	2803
246	37.11	53.75	2803
247	37.76	52.82	2802
248	38.40	51.90	2802
249	39.06	51.01	2802

TABLA 5.7 (Cont. 6)

Temp. (°C)	Pres. (bars)	Peso Espec.		Entalpía		
		(cc/ga)		(J/ga)		
		vap.	liq.	vap.	liq.	evap.
250	39.73	50.13	1.251	2802	1085	1716
251	40.40	49.26	1.254	2801	1090	1711
252	41.09	48.42	1.256	2801	1095	1706
253	41.78	47.59	1.258	2800	1100	1700
254	42.48	46.77	1.261	2800	1105	1695
255	43.19	45.98	1.263	2800	1110	1690
256	43.91	45.19	1.266	2799	1115	1684
257	44.64	44.42	1.268	2799	1120	1679
258	45.38	43.67	1.270	2798	1124	1674
259	46.13	42.93	1.273	2797	1129	1668
260	46.89	42.21	1.275	2797	1134	1663
261	47.65	41.49	1.278	2796	1139	1657
262	48.43	40.79	1.281	2796	1144	1651
263	49.21	40.11	1.283	2795	1149	1646
264	50.01	39.43	1.286	2794	1154	1640
265	50.81	38.77	1.289	2794	1159	1634
266	51.63	38.12	1.291	2793	1164	1629
267	52.45	37.49	1.294	2792	1169	1623
268	53.29	36.86	1.297	2791	1174	1617
269	54.13	36.25	1.300	2791	1179	1611
270	54.99	35.64	1.302	2790	1185	1605
271	55.85	35.05	1.305	2789	1190	1599
272	56.73	34.47	1.308	2788	1195	1593
273	57.61	33.90	1.311	2787	1200	1587
274	58.51	33.34	1.314	2786	1205	1581
275	59.42	32.79	1.317	2785	1210	1575
276	60.34	32.24	1.320	2784	1215	1569
277	61.26	31.71	1.323	2783	1220	1563
278	62.20	31.19	1.326	2782	1226	1556
279	63.15	30.68	1.329	2781	1231	1550
280	64.12	30.17	1.332	2780	1236	1544
281	65.09	29.67	1.335	2778	1241	1537
282	66.07	29.19	1.338	2777	1246	1531
283	67.07	28.71	1.342	2776	1252	1524
284	68.07	28.24	1.345	2775	1257	1518
285	69.09	27.77	1.348	2773	1262	1511
286	70.12	27.32	1.352	2772	1268	1504
287	71.16	26.87	1.355	2771	1273	1498
288	72.22	26.43	1.359	2769	1278	1491
289	73.28	26.00	1.362	2768	1284	1484
290	74.36	25.57	1.366	2766	1289	1477
291	75.45	25.15	1.369	2765	1294	1470
292	76.55	24.74	1.373	2763	1300	1463
293	77.66	24.33	1.376	2761	1305	1456
294	78.79	23.94	1.380	2760	1311	1449
295	79.93	23.54	1.384	2758	1316	1442
296	81.08	23.16	1.388	2756	1322	1435
297	82.24	22.78	1.392	2755	1327	1427
298	83.42	22.40	1.396	2753	1333	1420
299	84.61	22.04	1.400	2751	1338	1412
300	85.81	21.67	1.404	2749	1344	1405
301	87.02	21.32	1.408	2747	1350	1397
302	88.25	20.97	1.412	2745	1355	1390
303	89.49	20.62	1.416	2743	1361	1382
304	90.75	20.28	1.420	2741	1367	1374
305	92.02	19.95	1.425	2739	1372	1366

TABLA 5.7 (Cont. 7)

Temp. (°C)	Pres. (bars)	Peso Espec.		Entalpía		
		(cc/gm)		(J/gm)		
		vap.	liq.	vap.	liq.	evap.
306	93.30	19.62	1.429	2737	1378	1358
307	94.59	19.29	1.434	2734	1384	1350
308	95.90	18.97	1.438	2732	1390	1342
309	97.23	18.66	1.443	2730	1395	1334
310	98.56	18.35	1.447	2727	1401	1326
311	99.92	18.04	1.452	2725	1407	1318
312	101.2	17.74	1.457	2722	1413	1309
313	102.6	17.45	1.462	2720	1419	1301
314	104.0	17.16	1.467	2717	1425	1292
315	105.4	16.87	1.472	2714	1431	1283
316	106.8	16.58	1.477	2712	1437	1275
317	108.3	16.30	1.482	2709	1443	1266
318	109.7	16.03	1.488	2706	1449	1257
319	111.2	15.76	1.493	2703	1455	1248
320	112.7	15.49	1.499	2700	1461	1239
321	114.2	15.22	1.504	2697	1468	1229
322	115.7	14.96	1.510	2694	1474	1220
323	117.2	14.71	1.516	2691	1480	1210
324	118.8	14.45	1.522	2687	1486	1201
325	120.3	14.20	1.528	2684	1493	1191
326	121.9	13.95	1.534	2681	1499	1181
327	123.5	13.71	1.541	2677	1506	1171
328	125.1	13.47	1.547	2673	1512	1161
329	126.8	13.23	1.554	2670	1519	1151
330	128.4	13.00	1.561	2666	1525	1141
331	130.1	12.76	1.568	2662	1532	1130
332	131.7	12.54	1.575	2658	1539	1119
333	133.4	12.31	1.582	2654	1545	1109
334	135.2	12.09	1.589	2650	1552	1098
335	136.9	11.87	1.597	2645	1559	1086
336	138.6	11.65	1.605	2641	1566	1075
337	140.4	11.43	1.613	2636	1573	1064
338	142.2	11.22	1.621	2632	1580	1052
339	144.0	11.01	1.629	2627	1587	1040
340	145.8	10.80	1.638	2622	1594	1028
341	147.7	10.59	1.647	2617	1601	1016
342	149.5	10.39	1.656	2612	1609	1003
343	151.4	10.18	1.665	2606	1616	990
344	153.3	9.983	1.675	2601	1624	977
345	155.2	9.784	1.685	2595	1631	964
346	157.1	9.587	1.695	2589	1639	951
347	159.1	9.391	1.706	2583	1647	937
348	161.1	9.197	1.717	2577	1654	923
349	163.1	9.005	1.728	2571	1662	908
350	165.1	8.813	1.740	2564	1671	893
351	167.1	8.623	1.753	2557	1679	878
352	169.2	8.435	1.765	2550	1687	863
353	171.3	8.247	1.779	2542	1696	847
354	173.4	8.060	1.793	2535	1704	830
355	175.5	7.873	1.807	2527	1713	814
356	177.6	7.688	1.822	2518	1722	796
357	179.8	7.502	1.839	2510	1731	778
358	182.0	7.317	1.855	2501	1741	760
359	184.2	7.131	1.873	2491	1751	741

TABLA 5.7 (Cont. 8)

Temp. (°C)	Pres. (bars)	Peso Espec.		Entalpía		
		(cc/gm)		(J/gm)		
		vap.	liq.	vap.	liq.	evap.
360	186.5	6.945	1.892	2481	1761	721
361	188.7	6.759	1.913	2471	1771	700
362	191.0	6.571	1.934	2459	1781	678
363	193.3	6.381	1.958	2448	1792	655
364	195.7	6.190	1.983	2435	1804	631
365	198.0	5.995	2.011	2421	1816	606
366	200.4	5.797	2.041	2407	1829	578
367	202.8	5.593	2.076	2391	1842	549
368	205.3	5.380	2.114	2374	1857	517
369	207.7	5.162	2.159	2354	1873	482
370	210.2	4.925	2.213	2332	1890	442
371	212.8	4.671	2.280	2306	1911	395
372	215.3	4.380	2.369	2274	1936	338
373	217.9	4.019	2.509	2229	1971	258
374	220.5	3.404	2.880	2140	2049	91
374.136	220.9	3.155	3.155	2099	2099	0

VI. QUIMISMO DE LOS GASES GEOTERMICOS

Los gases y elementos volátiles participan en los procesos de reacción química entre los fluidos termales y las rocas del yacimiento, por consiguiente su estudio supone una importante fuente de información sobre las características termodinámicas del sistema hidrotermal, sin embargo, raramente las composiciones de los gases son correctamente utilizables en los sistemas geotérmicos de agua caliente, ya que los gases geotérmicos derivan de reacciones a altas temperaturas y por consiguiente se relacionan con campos de vapor dominante.

El primer problema que normalmente se plantea en el estudio geoquímico de los gases, es la reconstrucción de las condiciones termodinámicas profundas, a través del análisis de los datos obtenidos de las manifestaciones superficiales y/o sondeos. En líneas generales, el estudio de los gases geotérmicos se encuentra en numerosos trabajos químicos, pero la metodología específica para su estudio está englobada en una serie de publicaciones e informes internos aplicados de forma concreta a determinados campos geotérmicos y solamente para un limitado número de condiciones, por lo que su aplicación geotermométrica es solamente posible si las reacciones de base se ajustan a las condiciones hidrotermales y de acuerdo con las composiciones químicas de los fluidos geotérmicos.

El estudio de un modelo geotérmico completo, supone el planteamiento de un sistema de ecuaciones, en determinadas condiciones de presión y temperatura; estos modelos denominados "sistema mosaico" significan en términos prácticos el estudio de equilibrios químicos en subsistemas que forman parte del sistema completo.

De hecho los modelos geoquímicos están simplificados a la combinación de una serie de condiciones límites del sistema, que desde un punto de vista químico comprenden: reacciones de equilibrio, reacciones de estado estacionarias, procesos irreversibles, etc, y bajo el aspecto físico son: condiciones termodinámicas generales y condiciones litológicas locales.

De la consideración de estas premisas se desprende que estos modelos no responden a las condiciones reales de un campo geotérmico, sino a un modelo hipotético, por ello lo que se expone son una serie de reacciones químicas capaces de justificar la presencia de los gases que normalmente se encuentran en forma relativamente abundante en los fluidos geotérmicos.

VI.1 Composición y Clasificación de los Gases

El contenido en gases de los fluidos geotérmicos varía ampliamente en los sistemas geotérmicos. Los gases pueden provenir de procesos de hidrólisis del agua (H_2 , O_2), reacciones minerales (CO_2 , SH_2 , O_2 , H_2), descomposición de materia orgánica (CO_2 , SH_2 , N_2 , NH_3 , $C_xH_yO_z$), desintegración radioactiva (H_2 , Ar, Rn), de la atmósfera (H_2 , O_2 , Ar, CO_2 , Ne, He, Kr, H_2 , Xe), y de emanaciones magmáticas (SH_2 , ClH, FH, CO_2 , CH_4). La proporción de estos gases en los fluidos geotérmicos, varía ampliamente y depende del contexto geológico local.

En general el CO_2 es el constituyente gaseoso mayoritario, frecuentemente representa más del 80% del contenido total de gases. El sulfuro de hidrógeno o el metano son con frecuencia los gases más abundantes después del CO_2 . En las aguas termales de baja temperatura de Islandia (temperaturas inferiores a los 100°C) el componente gaseoso mayoritario es el N_2 . En la Tabla 6.1 se enumeran las composiciones de los gases de varios sistemas geotérmicos.

Los gases normalmente determinados son: H_2O , SH_2 , H_2 , NH_3 , N_2 , O_2 , CO_2 , CH_4 y otros gases inertes como el helio, argon, etc. Su representación volumétrica se efectúa mediante diagramas triangulares (Figura 6.1) en relación a los contenidos de CO_2 - N_2 - O_2 , lo que permite establecer el agrupamiento en tipologías en función de sus proporciones relativas de CO_2 y N_2 , así como las relaciones N_2/O_2 , que evidencian la relación de mezcla con el aire.

VI.2 Reacciones Gaseosas Implicadas en los Procesos Hidrotermales

El establecimiento de las ecuaciones de reacción química de cada sistema, permite plantear la correlación entre la composición química y la temperatura de formación.

VI.2.1 Hidrógeno y Fugacidad de Oxígeno.

En los sistemas geotermales en condiciones normales, el agua es el componente más abundante y generalmente el que más tiempo permanece en las condiciones geológicas de presión y temperatura del yacimiento. Los procesos de disociación que tienen lugar por medio del agua, pueden por consiguiente considerarse como omnipresentes y de importancia fundamental en todos los procesos de redox estudiados. La reacción base que rige el sistema es:

$$K_1$$

$$H_2O = H_2 + \frac{1}{2} O_2$$
 y su constante de equilibrio con relación a la temperatura.

$$\log K_1 = 2,94 - \frac{12.81 \cdot 10^3}{T \text{ (} \varnothing \text{ Kelvin)}}$$

Para la determinación de la fugacidad del oxígeno, $f(O_2)$, en base a establecer sistemas de coexistencias de las fases minerales existentes en las zonas profundas del yacimiento, se han formulado una serie de ecuaciones para distintas temperaturas:

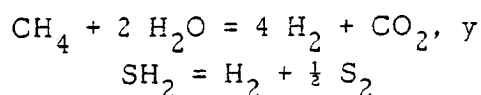
$$\log f(O_2) = 13 - \frac{26.8 \cdot 10^4}{T} \quad (\text{Tonani, 1973})$$

$$\log f(O_2) = 6.48 - \frac{2.19 \cdot 10^4}{T} ; \log f(O_2) = 6,47 - \frac{2.08 \cdot 10^4}{T}$$

(Sato y Wright, 1966)

Las dos últimas ecuaciones son virtualmente idénticas como se observa, al asumir los valores de $\log f(\text{O}_2)$ en las ecuaciones y los valores de temperatura resultantes.

Pueden suponerse otras reacciones complementarias partiendo del contenido inicial del hidrógeno, obtenido por disociación del agua, con valores de fugacidad de $f(\text{O}_2)$ menores de 10^{-20} que pueden dar origen a otras reacciones del tipo:



Suponiendo que el hidrógeno no es duradero en la reacción de disociación del agua, la concentración inicial del hidrógeno puede expresarse en base a los valores de la fracción molal en:

$$\bar{X}^0 \text{H}_2 = X \text{H}_2 + 4 X \text{CH}_4 + X \text{SH}_2$$

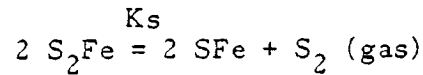
reacción que tienen lugar en zonas poco profundas donde el vapor se pone en contacto con aguas meteóricas de circulación rápida. En general, la disociación del agua se llevaría a cabo a presión y temperatura elevadas, dando lugar al hidrógeno geotérmico, pero en los estadios sucesivos pueden presentarse variaciones en lo relativo a su concentración inicial, a consecuencia de otros procesos de equilibrio o cambios de las condiciones físico-químicas, con la consiguiente formación de fases tales como el CH_4 y el SH_2 , que son más estables a temperaturas menores y valores de fugacidad de oxígeno determinado por:

$$\log f(\text{O}_2) = 2 (\log K_1 - \log \bar{X}^0 \text{H}_2)$$

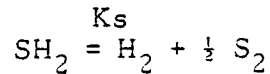
VI.2.2 Contenido en Sulfhídrico y Fugacidad de Azufre.

Si los estudios petrológicos encaminados a determinar las formaciones del basamento detectan la existencia de fases minerales susceptibles de poder establecer las reacciones de equilibrio entre la pirita y la pirrotina en condiciones hidrotermales, puede plantearse que la

fugacidad del azufre (S_2 gas) puede originarse en condiciones reductoras según la ecuación:



Si se asume que el sulfhídrico está en equilibrio con el azufre de la ecuación:



puede derivarse la ecuación en función de la presión parcial:

$$\log (P_{H_2} / P_{SH_2}) = \log K_s - \frac{1}{2} \log S_2$$

Los datos experimentales de esta relación permiten calcular los rangos de temperatura del yacimiento.

VI.2.3 Contenidos en Amoníaco y Nitrógeno.

La presencia de amoníaco en relación con los fluidos geotermales, puede atribuirse a la degradación termal de materia orgánica, rica en nitrógeno, contenida en las formaciones sedimentarias.

La presión parcial del amoníaco, en una primera aproximación sería:

$$P_{NH_3} = \bar{X}_{NH_3} \cdot P_{H_2O}$$

considerando que la presión total es igual a la presión de vapor en equilibrio con la fase líquida.

En función del coeficiente de distribución relativo (A):

$$A = \frac{n_{NH_3} (l) / n_{H_2O} (l)}{n_{NH_3} (v) / n_{H_2O} (v)} = \frac{X_{NH_3} (l)}{X_{NH_3} (g)} = f (l/v)$$

donde n es el número de moles de cada especie, tanto en el líquido como en el vapor y l y v densidades del fluido en las fases de

líquido-vapor. Utilizando los valores experimentales expresados en la tabla siguiente:

n (C)	log ($\partial 1/\partial v$)	A P_{H_2O} (atm)	
150	2,56	0,10	4,85
200	2,04	0,13	15,86
250	1,60	0,18	40,56
300	1,19	0,23	87,61
350	0,70	0,42	168,63

y considerando que el vapor de agua se comporta como un gas perfecto tendremos:

$$A = \frac{P_{H_2O} \cdot X_{NH_3} (1)}{P_{NH_3}}$$

de donde puede obtenerse:

$$X_{NH_3} (1) = \frac{A \cdot P_{NH_3}}{P_{H_2O}}$$

$$\text{y ppm } NH_3 (1) = X_{NH_3} (1) \cdot \frac{M_{NH_3} (1)}{M_{H_2O}} \cdot 10^6 = f (T)$$

siendo M el peso molecular

$$\text{ppm } NH_3 (1) = \frac{A \cdot P_{NH_3} \cdot M_{NH_3}}{P_{H_2O} \cdot M_{H_2O}} \cdot 10^6$$

de la última ecuación y con los valores dados en la tabla anterior, se obtienen las siguientes temperaturas:

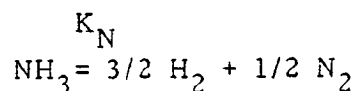
T°C		200	250	300	350
ppm	$NH_3 (1)$	23	30	37	68

lo que indica que muy pocos ppm de NH_3 (1) en equilibrio con el vapor son suficientes para producir los valores de gas de las manifestaciones geotérmicas.

El nitrógeno contenido en los fluidos geotérmicos, puede proceder bien de la atmósfera y/o derivar de procesos de disociación del amoníaco en procesos termales.

En el primer caso, suponiendo que el origen del nitrógeno es solamente atmosférico, puede determinarse cuantitativamente las relaciones de nitrógeno-argon presentes en el aire y los disueltos en el agua. En la atmósfera la relación volumétrica de ambos componentes es $\text{N}_2 = 78.084\%$ y $\text{Ar} = 0.934\%$, y teniendo en cuenta sus respectivas solubilidades, el contenido máximo esperado puede cifrarse en solución sobre un 35% en volumen. Cuando los valores de la relación de N_2/Ar contenidos en el fluido son muy superiores al valor de 35%, y los contenidos en argon no se corresponden con los atmosféricos, debe excluirse el posible origen atmosférico del nitrógeno.

Partiendo de esta premisa, el origen hipotético del nitrógeno, y utilizando las reacciones propuestas por diversos autores para los gases volcánicos, se podría establecer su origen a partir de la disociación del amoníaco.



donde

$$K_N = \frac{P_{\text{NH}_3}}{P_{\text{N}_2}^{1/2} \cdot P_{\text{H}_2}^{3/2}}$$

conocidos los valores de solubilidad de los gases, puede sustituirse la concentración de los mismos por los valores de presión parcial. Considerando que la presión total es la de saturación del vapor para cada temperatura tendremos:

$$K_x = \frac{K_N \cdot P_{\text{H}_2\text{O}} \cdot A_{\text{NH}_3}}{A_{\text{N}_2}^{1/2} \cdot A_{\text{H}_2}^{3/2}} = \frac{\bar{X}_{\text{NH}_3}}{X_{\text{N}_2}^{1/2} \cdot X_{\text{H}_2}^{3/2}}$$

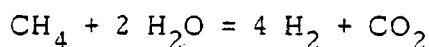
En esta ecuación los valores de K_x son dependientes de la temperatura $f(T)$ y de los coeficientes de distribución, mientras que los valores de la fracción molal X suponen los datos experimentales, en base a los cuales se han obtenido los siguientes valores de temperatura:

T°C	200	250	300	350	375
log (K_x)	$e^{7.01}$	$e^{5.78}$	$e^{4.49}$	$e^{3.04}$	$e^{1.18}$

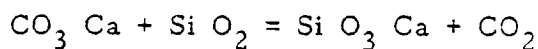
lo que permite que partiendo de los valores medios de fracción molal pueda estimarse la temperatura.

VI.2.4 Contenidos de Dióxido de Carbono y Metano.

La coexistencia de estos dos gases en los fluidos geotérmicos es indicativo de su origen en presencia de carbono como grafito u otras formas elementales, en relación con sustancias bituminosas o hidrocarburos no saturados. El modelo geoquímico que expresaría esta coexistencia vendría dado por la reacción:



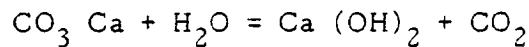
Sin embargo, aún cuando parte del CO_2 pueda tener origen orgánico, el más importante en cuanto a volumen y que origina grandes volúmenes de CO_2 , también está relacionado con reacciones que afectan a rocas con contenidos de carbonatos y otros materiales silicatados (como sílice amorfa, cuarzo, minerales arcillosos, etc), que podrían sintetizarse en la reacción:



esta reacción de sustitución del CO_2 , origina minerales de la serie metamórfica tales como epidota, wollastonita, diópsido, etc.

En el caso de equilibrio de CO_2 - fugacidad, o al menos de CO_2 - fugacidad en estado estacionario, la reacción que controla el proceso, depende de la temperatura y la presión total. La reacción que

asocia la solución de agua con la generación de grandes cantidades de CO₂ a no muy elevadas temperaturas es:



Volviendo a la ecuación inicial la relación entre el metano y el dióxido de carbono vendría expresada por:

$$\log X \text{ CH}_4 / X \text{ CO}_2 = 4 \log X \text{ H}_2 + 2 \log P \text{ H}_2\text{O} - \log K \text{ FT}$$

El valor de K FT puede ser tomado de los valores de equilibrio químico para los gases magmáticos que se presenta en la bibliografía.

Por otra parte, utilizando los coeficientes de distribución y deducidas las presiones parciales de los componentes que intervienen en la reacción y en base a los valores de fracción molal obtenidos experimentalmente tendremos la expresión:

$$K_x = \frac{A_{\text{CO}_2} \cdot A_{\text{H}_2}^4 \cdot K_{\text{FT}}}{A_{\text{CH}_4} \cdot P_{\text{H}_2\text{O}}} = \frac{X_{\text{CO}_2} \cdot X_{\text{H}_2}^4}{X_{\text{CH}_4}}$$

en donde Kx es función de la temperatura f (T)

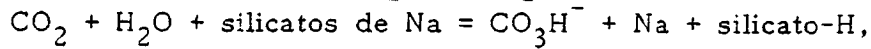
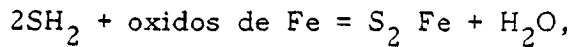
T°C	100	200	300	360	374
log Kx	31.90	24.30	18.20	9.25	8.48

En algunos casos cuando existe un exceso de carbono elemental puede sufrir variación los valores de la expresión inicial entre el metano y el dióxido de carbono y en consecuencia proporcionar valores algo inferiores de la temperatura calculada.

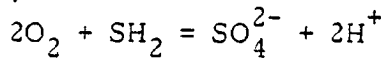
VI.2.5 Gases Activos en Sistemas Geotérmicos.

Los gases más reactivos que se encuentran en los fluidos geotérmicos son el SH₂ y CO₂. Estos gases son ácidos y participan en las reacciones que incluyen a la pirita, calcita, e indirectamente participan también en todas las reacciones ácido-base en los yacimientos

geotérmicos. Los estudios que utilizan los porcentajes entre gases reactivos y no reactivos, para detectar el flujo de los fluidos en profundidad se basan en la separación de los gases SH_2 y CO_2 de las reacciones:



y



Estas reacciones han sido descritas por Truesdell y Thompson (1982) y consideradas como las responsables de los cambios en el quimismo de las aguas. Dichos autores realizaron un estudio en el Shoshone Basin del Parque Nacional de Yellowstone, sobre la variación de los porcentajes de Cl/SO_4 (Figura 6.2), $\text{CO}_3\text{H}/\text{Cl}$ (Figura 6.3), SH_2/CO_2 (Figura 6.4) y $(\text{SH}_2 + \text{CO}_2)/\text{otros gases}$ (Figura 6.5) desde el este al oeste de dicha cuenca.

Los cambios en las proporciones de dichos gases son atribuidos a:

- 1) ebullición a lo largo de la falla de dirección noreste a lo largo de la cual se concentran los fluidos,
- 2) flujo de fluidos del oeste al este a lo largo del cual se pierde SH_2 con formación de pirita y SO_4 ,
- 3) dilución del fluido termal a lo largo del borde oeste de la cuenca. Estos procesos se muestran esquemáticamente en la Figura 6.6.

En resumen, las concentraciones de gases proveniente de fuentes calientes y de pozos, proporciona información sobre la recarga de fluido, dirección de flujo, historia de la solución y temperatura del subsuelo. La información obtenida a partir de los datos de los gases, sin embargo, es generalmente cualitativa durante la fase de exploración y es solamente de importancia primordial durante el desarrollo de los pozos de los campos geotérmicos.

VI.3 Gases Nobles en Fluidos Geotérmicos

Los gases termales de origen no atmosférico, como los reseñados anteriormente, están sujetos a la influencia de los procesos de equilibrio químico, y su estudio proporciona normalmente información sobre los parámetros de presión y temperatura de su génesis.

Los gases nobles (He, Ar, Rn, etc), se incorporan dentro de las especies inertes, como el nitrógeno, aún cuando éste ha sido incluido anteriormente, y no son demasiado afectados por los procesos de equilibrio, por lo que pueden ser utilizados como gases guía para establecer el origen de los fluidos geotérmicos.

El estudio de la abundancia de los gases nobles en los sistemas geotérmicos es principalmente de importancia académica. Dichos estudios se basan en dos procesos: la incorporación de los gases atmosférico en el agua de recarga y el influjo de los gases radiogénicos provenientes de las rocas del yacimiento. Cualquier cambio en los porcentajes de los gases nobles atmosféricos en un fluido geotérmico, debe representar un proceso que afecte al fluido tal como ebullición. Por ejemplo, Mazor y Truesdell (información sin publicar), han demostrado en las aguas de recarga de Cerro Prieto, originalmente a 15°C, que hay muy poco proceso de ebullición en el sistema, y que la principal dilución con agua fría sucede de una forma natural o está sucediendo como respuesta a la explotación del yacimiento. Además, han demostrado que el Cl, y el Ar, y el He radiogénicos se introdujeron en el fluido termal de Cerro Prieto con anterioridad a los procesos de ebullición o dilución.

Torgersen y Jenkins (1982) han utilizado las relaciones de isótopos de He para diferenciar entre los orígenes de los núclidos radiogénicos. Los orígenes considerados fueron magmáticos, corticales y atmosféricos. Los resultados obtenidos sugieren una fuente magmática para el He en los fluidos termales de Islandia, una dorsal mid-atlántica o una falla transformante para el He de The Geysers de California y un origen cortical para el He termal del Raft River, de Idaho. Estos orígenes del He están de acuerdo con el fluido, y las evidencias geológicas y químicas.

Para establecer relaciones de comportamiento se confrontan aquellos gases que sean predominantes, frente a otros componentes gaseosos y/o elementos contenidos en la fase líquida.

Los pares de correlación normalmente utilizados suelen ser: (Figura 6.7 y Figura 6.8) $(\text{CH}_4 + \text{H}_2)$ - gas noble (He), CH_4 - He, N_2 - He, SH_2 - He, H_2 - He, BO_3H_3 - He.

De hecho, dado que el helio es un gas químicamente inerte, es idóneo para discriminar procesos físicos y, por correlación, establecer los procesos químicos que afectan a otros gases.

La acumulación de helio en fluidos y rocas, ha sido ampliamente investigada, y se calcula que la producción acumulada de helio en la corteza y manto, es aproximadamente 1.000×10^{30} atmósferas por año, de los cuales solamente 7×10^3 escapan a la atmósfera. El resto del helio permanece almacenado en las rocas y fluidos subterráneos. Aún cuando el origen de los gases nobles incluidos en los fluidos geotérmicos puede tener origen diverso (atmosférico, connatural o radiogénico), la no procedencia atmosférica del helio puede establecerse en base a las relaciones He/Ar en el fluido, que deben ser superiores a los atmosféricos y asimismo los contenidos en helio serán muy superiores a los contenidos atmosféricos, acompañados de otros gases nobles, tales como el Ne, Kr y Xe.

Cuando se establecen buenas relaciones entre el nitrógeno (%) frente al helio (ppm) y el metano (%) frente al helio (ppm), o bien entre $(\text{CH}_4 + \text{N}_2)$ - He, pueden plantearse hipótesis de no origen atmosférico, y establecerse un posible origen genético, ya que estos gases se forman en materiales rocosos conteniendo U, Th, que son liberados durante la microfracturación. La relación entre He/Ar radiogénico estará, lógicamente, relacionada con los contenidos de uranio, torio y potasio en las rocas ígneas profundas y rocas sedimentarias, presentando relaciones de He/Ar radiogénico comprendidas entre 2 - 6.

Las correlaciones del helio con otros gases menores, tales como el CO_2 y/o relaciones de $(100 - \text{CO}_2)$ % volumen, hidrógeno, sulfuro

de hidrógeno, etc, proporciona información complementaria de gran interés, debido a que los procesos que gobiernan la formación de estos gases son totalmente diferentes, ya que mientras el helio estaría relacionado con procesos de desintegración radioactiva, como los indicados, los otros gases menores estarían condicionados por la naturaleza de los materiales profundos (agua, CO_2 , componentes orgánicos, etc) y las condiciones termodinámicas (temperatura, presión, fugacidad del oxígeno, fugacidad del azufre, etc) y la mayoría de las reacciones químicas que dan lugar al hidrógeno, amoníaco, sulfuro de hidrógeno, etc, están parcialmente enmascaradas por la interacción de yacimientos secundarios que tienden a establecer nuevas condiciones de equilibrio, en función de sus condiciones termodinámicas.

VI.4 Gases Emitidos en Relación con Procesos Magmáticos

Bajo esta denominación se tratan las características geoquímicas de las manifestaciones en forma de gases y fluidos relacionados con sistemas de "hot spring" y fluidos fumarolianos relacionados con episodios volcánicos recientes. Los gases relacionados con la descarga de fluidos en relación con episodios volcánicos, están normalmente constituidos por más del 95% de vapor de agua y otras especies contenido carbono y azufre en varios estados de oxidación, tales como CO_2 , CO , SO_2 , S_2 , SH_2 y a veces H.

En base a las relaciones entre los cuatro elementos O, H, C, S, que participan en las especies anteriormente citadas se usa un sistema clasificatorio de los gases (Figura 6.9), en función de las proporciones relativas de O, H, (C + S) y las C, S, H_2O y Cl que permiten establecer las características químicas de los gases de las regiones volcánicas más significativas del mundo.

Composición Química

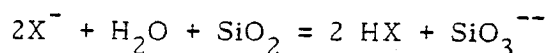
En un principio estas manifestaciones (descargas de fluidos y gases) pueden considerarse como mezclas de vapor de agua, dióxido de carbono y dióxido de azufre, este último componente se puede considerar como característico de este tipo de manifestaciones en

relación con procesos magmáticos. En el diagrama triangular O, H, C + S, el efecto combinado de las diferentes especies da lugar a la línea de mezcla $H_2O - (CO_2, SO_2)$, lo que evidencia que las condiciones termodinámicas (temperatura, presión y presión parcial de oxígeno) son los parámetros que prevalecen en los procesos magmáticos, y que la combinación de hidrógeno, oxígeno, carbono y azufre son totalmente responsables de las tres especies predominantes.

Las variaciones en la proporción de vapor de agua presente en los fluidos está estrechamente relacionada a procesos de mezcla con agua no magmática de origen meteórico. Debido a las incertidumbres sobre el origen del agua de estas manifestaciones magmáticas o meteóricas, los contenidos en oxígeno e hidrógeno son parámetros poco fiables para la clasificación de los gases volcánicos.

El origen del carbono y el azufre, aún cuando no está totalmente claro, puede considerarse que en gran parte sea magmático y que sus diferencias en componentes químicos está relacionada con los procesos de diferenciación que afectan a la fase de gas magmático.

En el diagrama triangular C, S, H_2O se han proyectado asimismo las composiciones de los gases, en base a sus contenidos en agua y cantidades totales de las especies de carbono/azufre. Los valores que se proyectan hacia el extremo del H_2O son indicativos de mezclas de agua con la fase gaseosa con relaciones relativamente constantes de C/S. En una primera aproximación puede establecerse que las relaciones C/S son próximas a una distribución log-normal, con un valor medio $\mu = 0,40 - 0,44$ y $\sigma = 0,30 - 0,53$. En base a los datos disponibles se sugiere que el valor medio C/S en este tipo de manifestaciones es de 2,75. Las otras especies mayoritarias no contenidas en los cuatro elementos mayoritarios anteriormente considerados, son el Cl y el FH, cuyas concentraciones están estrechamente relacionadas por la reacción:



Su presencia es significativa en áreas de descarga en relación con zonas de volcanismo tipo andesítico o más ácido (tipo dacítico - ríolítico) con altas actividades del SiO_2 en relación con el magmatismo.

Los bajos valores de S/Cl que se han observado en particular en las islas volcánicas, con independencia de la acidez de las lavas, sugiere la presencia de ClNa de origen marino, el cual tiene gran importancia en la generación de ClH en las manifestaciones volcánicas. La distribución de S/Cl para los valores analíticos de ClH, tiende a una distribución log-normal con valores de $\mu = 1,14$ y $\sigma = 0,58$.

Gas Magmático Tipo

Considerando el contenido en agua más bajo observado, puede estimarse que la composición global sería sobre 40% moles de vapor de agua, 40% moles de especies carbonatadas con un 15% moles conteniendo azufre y alrededor del 1% de ClH, con una correspondencia de relaciones C:S:Cl de 72:26:2. En dependencia con la temperatura se presentan mayores cantidades de hidrógeno y proporciones inferiores en haluros de hidrógeno, nitrógeno y argón.

Adicionalmente se presentan otras especies minoritarias como el NH_3 , BO_3H_3 , SiO_2 , As, Se y otros constituyentes metálicos en forma de óxidos y haluros, y en algunos casos es posible la presencia de hidrocarburos y algunos componentes orgánicos.

Fluidos con Elevados Contenidos en Azufre

Están estrechamente relacionados con estructuras volcánicas de tipo caldera y/o en conexión con intrusiones -tipo domo- profundas, la surgencia más activa de las manifestaciones se origina predominantemente a favor de zonas de intersección de fracturas en zonas periféricas a la caldera, o en fracturas tecto-volcánicas en conexión con el volcanismo post-caldera (Figura 6.10). Estas manifestaciones presentan una fase condensable "Hot Spring" y otra gaseosa no condensable, las cuales presentan características composicionales diversas.

En general, estas surgencias ácidas "Hot Spring" están relacionadas con sistemas de vapor dominante (T \circ C 200 - 300) y constituidas por vapor condensado, ácido sulfúrico por oxidación del SH₂ y cantidades variables de agua subterránea.

Químicamente suelen presentar altos contenidos de SO₄ en relación al Cl y de Al, Fe, Mn, Ca, Mg y proporciones relativas de Na y K en función de la composición de los materiales volcánicos y la presencia de alteraciones arcillosas de las rocas huésped. Dadas sus características ácidas, estos fluidos presentan altos contenidos de sílice disuelta y bajos o nulos de CO₃H, así como contenidos relativos en elementos traza tales como Li, As, B y metales pesados. Una peculiaridad de estas manifestaciones que revela su natural actividad es la de presentar composiciones químicas que sufren constantes fluctuaciones.

Desde un punto de vista hidroquímico, estos fluidos contrastan claramente con las aguas superficiales de estas regiones, las cuales presentan concentraciones menores en SO₄ y más elevadas de Cl, y valores de pH tendiendo a la neutralidad.

La fracción no condensable (gaseosa) presenta composiciones con elevados contenidos de CO₂ (mayores que el 90%), aire prácticamente ausente y/o cantidades inferiores al 1% y otros componentes en menores proporciones de SH₂ que puede llegar a alcanzar el 1%, menores contenidos de H₂, CH₄ y otros gases como N₂, O₂ y Ar, cuya procedencia puede estar relacionada con la disolución de aire por las aguas subterráneas que se mezclan con el gas.

Las variaciones de composición en el gas suele ser reflejo de las diferencias primarias (como materia orgánica) en las rocas del yacimiento profundo.

La valoración de la temperatura profunda de este tipo de manifestaciones ácidas no suele ser realizable en base a las composiciones de surgencia, ya que están constituidas por mezclas entre las aguas superficiales y los vapores, contenido cantidades elevadas de solutos debidos a los procesos de ebullición. La utilización de geotermó-

metros químicos (sílice, Na-K-Ca, etc) solamente es aplicable sobre muestras de agua obtenidas en sondeos, efectuando la corrección por pérdidas de vapor. Por el contrario, el geotermómetro de D'Amore y Panichi aplicado a los gases, proporciona una mejor estimación de la temperatura del yacimiento.

VI.5 Geotermometría de los Gases

Como se indicó al tratarse de su composición, su estudio ha sido extensamente aplicado al conocimiento de los sistemas hidrotermales.

En particular, los gases sufren cambios de forma en el yacimiento, debido a diferentes procesos que suministran buena información de las relaciones directas o indirectas que originan cambios en el carácter iónico de los fluidos.

Estos factores aplicados al estudio de los gases y constituyentes disueltos, han sido utilizados para el desarrollo de modelos para establecer el movimiento y evolución del vapor en los llamados SISTEMAS DE VAPOR-DOMINANTE.

Los gases geotérmicos pueden derivar de las reacciones de alta temperatura con el yacimiento, o ser introducidos por el agua de recarga. En un sistema geotérmico no perturbado se puede llegar a alcanzar el equilibrio entre el agua y las rocas que constituyen el yacimiento. Cuando se originan producciones de fluido rápido, tienen lugar cambios composicionales del gas, el estudio de estas variaciones en consonancia con la composición de los gases será indicativo de la temperatura del yacimiento, de las fugacidades de O_2 y S, y de las características del área de recarga.

Por último, las diferencias entre las composiciones entre las muestras obtenidas en los sondeos y las de superficie, reflejan los cambios de equilibrio en base a las reacciones químicas dependientes de la temperatura y las mezclas con los gases disueltos en el agua subterránea.

VI.5.1 Geotermómetros Gaseosos

Los geotermómetros gaseosos han sido utilizados para predecir las temperaturas del subsuelo en base a las reacciones fluido-gas-mineral. La abundancia de gas noble ha sido utilizada para estudiar la dinámica del fluido en los sistemas geotérmicos. Las proporciones de gases con diferentes afinidades hacia el agua, se han utilizado para definir los procesos de ebullición en el subsuelo.

Teniendo en cuenta la composición de los gases mayoritarios, se suelen aplicar los siguientes geotermómetros teóricos en base a las siguientes Ecuaciones de Equilibrio:

- Hidrógeno (H_2)
- Amoníaco (NH_3)
- Sulfuro de Hidrógeno (SH_2)
- Fisher-Tropsch (FT)

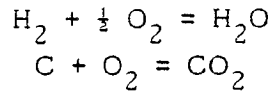
y el de D'Amore y Panichi sobre mezcla de gases.

Las premisas comunes para su aplicación se basan en asumir que el total de los fluidos de los sondeos (gas, vapor y precipitados salobres residuales), son totalmente representativos de las características del yacimiento geotérmico y que la composición o fracción molar calculada en los gases individuales, representa la actual fracción molar en el yacimiento.

De la utilización de los datos termodinámicos de solubilidad de los gases y de estabilidad de los minerales, pueden derivarse las ecuaciones geotermométricas de las que derivaría T (°K), en base al valor de X_i fracción de moles de cada gas y K_{ij} constante de la Ley de Henry's.

Hidrógeno (H_2)

Se basa en el proceso de disociación y liberación de C y CO_2 controlado por la fugacidad de oxígeno.



Desarrollada la ecuación en base a la temperatura expresada en grados Kelvin y la fracción molar de hidrógeno H_2 y CO_2 y de las constantes de equilibrio K_{hi} , tendremos:

$$\log X \text{H}_2 + \frac{1}{2} \log X \text{CO}_2 = 8,11 - 4501/T - \log K_{h\text{H}_2} - \frac{1}{2} \log K_{h\text{CO}_2}$$

Amoníaco (NH_3)

Se basa en la ecuación de disociación del NH_3 .

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} \text{N}_2 + \frac{3}{2} \text{H}_2 &= \text{NH}_3 \\ \frac{1}{2} \log X \text{N}_2 + \frac{3}{2} \log X \text{H}_2 - \log X \text{NH}_3 &= \\ = 5,75 - 2618/T + \log K_{h\text{NH}_3} - \frac{1}{2} \log K_{h\text{N}_2} - \frac{3}{2} \log K_{h\text{H}_2} & \end{aligned}$$

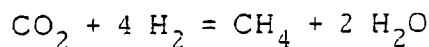
Sulfuro de Hidrógeno (SH_2)

Se basa en las ecuaciones de equilibrio entre la pirita-magnetita, controladas por la fugacidad de S y la presencia de CO_2 libre, controlado por la fugacidad de O_2 .

$$\begin{aligned} 3 \text{S}_2\text{Fe} + 2 \text{H}_2 + 4 \text{H}_2\text{O} &= \text{Fe}_3\text{O}_4 + 6 \text{SH}_2 \\ \text{C} + \text{O}_2 &= \text{CO}_2 \\ \log X \text{SH}_2 + \frac{1}{6} \log X \text{CO}_2 &= 10,58 - 5071,8/T - 0,79 \log T - \log K_{h\text{SH}_2} \\ &- \frac{1}{6} \log K_{h\text{CO}_2} \end{aligned}$$

Fisher - Tropsch (FT)

Este geotermómetro se basa en la reacción propuesta por los autores que dan nombre al mismo:



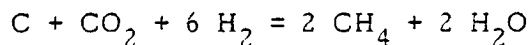
de donde se desarrolla la ecuación:

$$\log X_{CH_4} - 4 \log X_{H_2} - \log X_{CO_2} = -21,78 + 13419/T + \\ + 4 \log K_{hH_2} + \log K_{hCO_2} - \log K_{hCH_4}$$

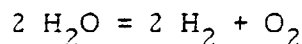
La relación semi-empírica entre las concentraciones relativas de SH_2 , H_2 , CH_4 , CO_2 y la temperatura de los yacimientos ha sido recientemente propuesta por D'Amore y Panichi (1980), como geotermómetro para la valoración de la temperatura profunda de los sistemas hidrotermales.

Se utilizaron datos provenientes de 34 sistemas geotérmicos para desarrollar una ecuación que relacionara el porcentaje molar de CH_4 , CO_2 , H_2 y SH_2 con la temperatura. D'Amore y Panichi (1980) establecieron las siguientes hipótesis para el desarrollo de su geotermómetro:

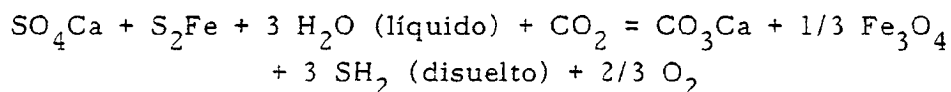
1. El metano (CH_4) se determina por la reacción del grafito (C) con CO_2 y el hidrógeno molecular*,



2. La presión parcial del hidrógeno molecular viene determinada por la disociación electrolítica del agua,



3. Las concentraciones de sulfuro de hidrógeno (SH_2) se suponen en equilibrio con tres fases sólidas: pirita (S_2Fe), anhidrita (SO_4Ca), y magnetita (Fe_3O_4). Esta reacción viene definida como



4. Las concentraciones de oxígeno se pueden predecir por la ecuación empírica

(*) Los valores de todas las reacciones tienen lugar en fase gaseosa, a menos que se especifique lo contrario.

$$\log P_{O_2} = 8,20 - 23643/T(K) \quad (+1)$$

5. Las variables P_{O_2} , P_{CO_2} , y temperatura son independientes para el equilibrio del gas geotérmico.

La ecuación para predecir la temperatura fue modificada por D'Amore y Panichi (1980), de tal forma que las concentraciones de gases están normalizadas en CO_2 . De esta forma, no son necesarias presiones parciales excepto la del CO_2 . En muchos caso, la presión parcial del CO_2 no será conocida. D'Amore y Panichi (1980) utilizaron análisis estadísticos para generar las siguientes estimaciones de orden de magnitud P_{CO_2} :

- a) $P_{CO_2} = 0.1$ atm si CO_2 (% en volumen) menor que 75
- b) $P_{CO_2} = 1.0$ atm si CO_2 (% en volumen) mayor que 75
- c) $P_{CO_2} = 10$ atm si CO_2 (% en volumen) mayor que 75 y CH_4 mayor que $2 H_2$, SH_2 mayor que $2 H_2$.

Sin embargo, si se ha perforado un pozo exploratorio y se han analizado por separado las muestras de gas/vapor y líquido, entonces se puede calcular la P_{CO_2} . D'Amore y Panichi (1980) estimaron un porcentaje de error que oscilaba entre el 16 y el 28% si la estimación del P_{CO_2} es un orden de magnitud distinto al valor real.

La ecuación del geotermómetro gas es:

$$t(^{\circ}C) = \frac{24775}{\alpha + \beta + 36.05} - 273.15$$

donde

$$\alpha = 2 \log \frac{V_{CH_4}}{V_{CO_2}} - 6 \log \frac{V_{H_2}}{V_{CO_2}} - 3 \log \frac{V_{SH_2}}{V_{CO_2}}$$

V_i = porcentaje molar del gas y $\beta = 7 \log P_{CO_2}$.

Los valores de V son porcentajes molales tomados de los análisis de los gases de las fumarolas, fuentes calientes o pozos.

Giggenbach (1980), Nehring y D'Amore (1984) han desarrollado geotermómetros teóricos de gases para los sistemas de fase líquida dominante; D'Amore y Truesdell (manuscrito sin publicar) han desarrollado geotermómetros teóricos para los sistemas de fase vapor-dominante. Estos geotermómetros requieren el conocimiento de la fracción vapor y la temperatura de separación. Estas variables son raramente conocidas en las fases de exploración.

Geotermómetros de gas han sido también enunciados por Arnorsson (1983). Sin embargo, los cálculos seguidos para obtenerlos no han sido publicados, y son además muy específicos para el caso de Islandia. Por esto no recomendamos su empleo. Es preciso realizar trabajos adicionales para demostrar su validez.

REFERENCIAS CAPITULO VI

Arnorsson, S., and Gunlaugsson, E., 1983, Gas chemistry in geothermal systems: Ninth Workshop Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, Proceedings, p. 231-237.

D'Amore, F., and Panichi, C., 1980, Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 44, p. 549-556.

Giggenbach, W.F., 1980, Geothermal gas equilibria: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 44, p. 2021-2032.

Nehring, N.L. and D'Amore, F., 1984, Gas chemistry and thermometry at the Cerro Prieto, Mexico, geothermal field: *Geothermics*, v. 13, p. 75-89.

Sato, M., and Wright, T.L., 1966, Oxygen fugacities directly measured in magmatic gases. *Science*.

Tonani, F., 1973, Equilibria that control the hydrogen content of geothermal gases. Unpublished report of Phillips petroleum Co.

Torgerson, T., and Jenkins, W.J., 1982, Helium isotopes in geothermal systems: Iceland, The Geysers, Raft River, and Steamboat Springs: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 46, p. 739-748.

Truesdell, A.H., and Thompson, J.M. 1982, The geochemistry of Shoshone Geyser Basin, Yellowstone National Park: *Wyoming Geol. Assoc.*, 33rd Ann. Field Conference, p. 153-159.

White, D.E., 1970, Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploration of geothermal energy resources, *Geothermics*, Spec. Iss. 2.

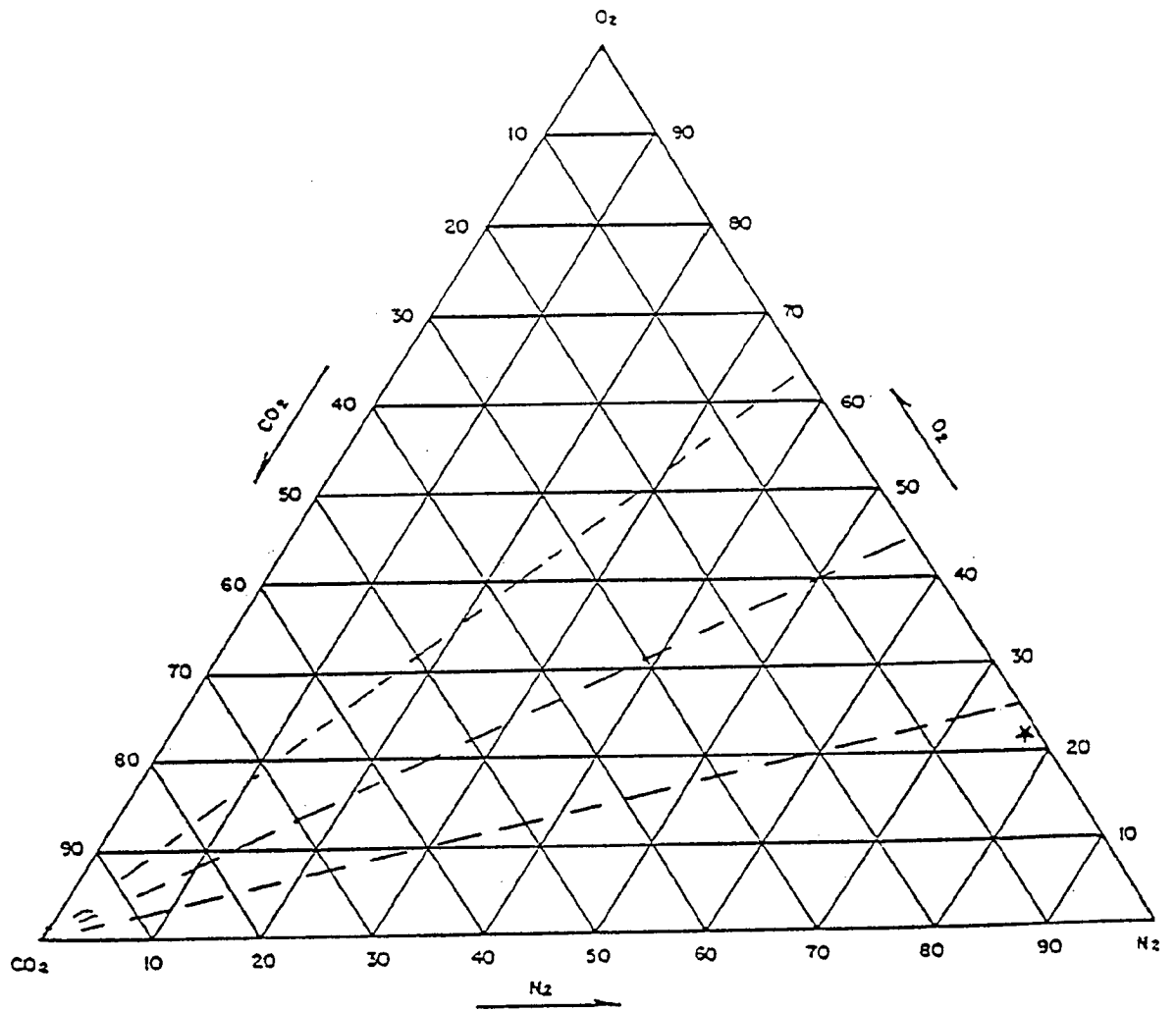


FIGURA 6.1. DIAGRAMA VOLUMETRICO CO₂ - N₂ - O₂

* AIRE ATMOSFERICO {

N ₂	78,09	% V
O ₂	20,95	% V
CO ₂	0,03	% V

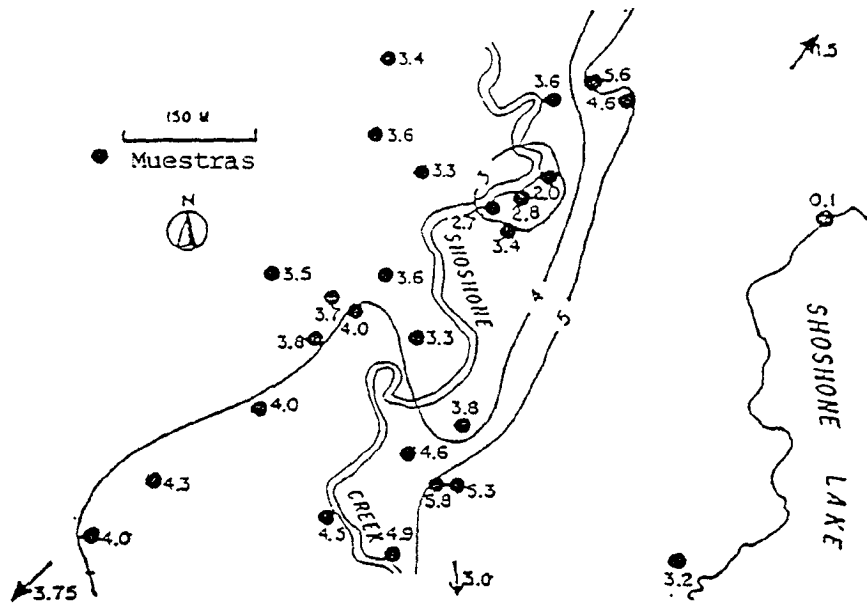


FIGURA 6.2. RELACIONES Cl/SO_4 EN PESO (Truesdell y Thompson, 1984)

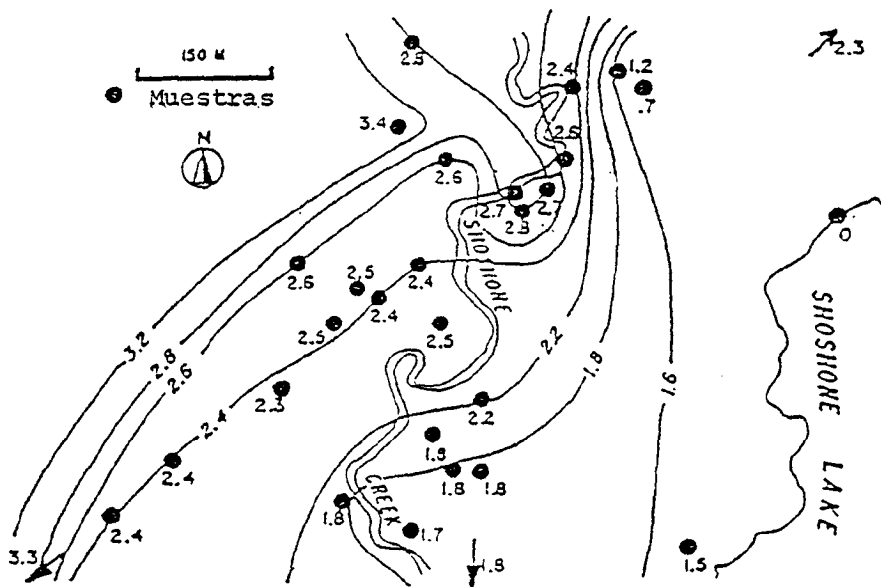


FIGURA 6.3. RELACIONES CO_3H/Cl EN PESO (Truesdell y Thompson, 1984)

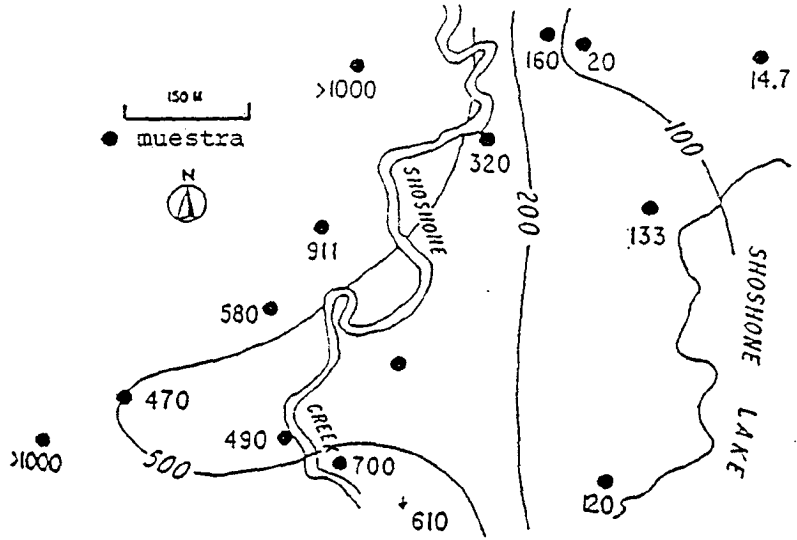


FIGURA 6.4. RELACIONES CO_2/SO_2 (Truesdell y Thompson, 1984)

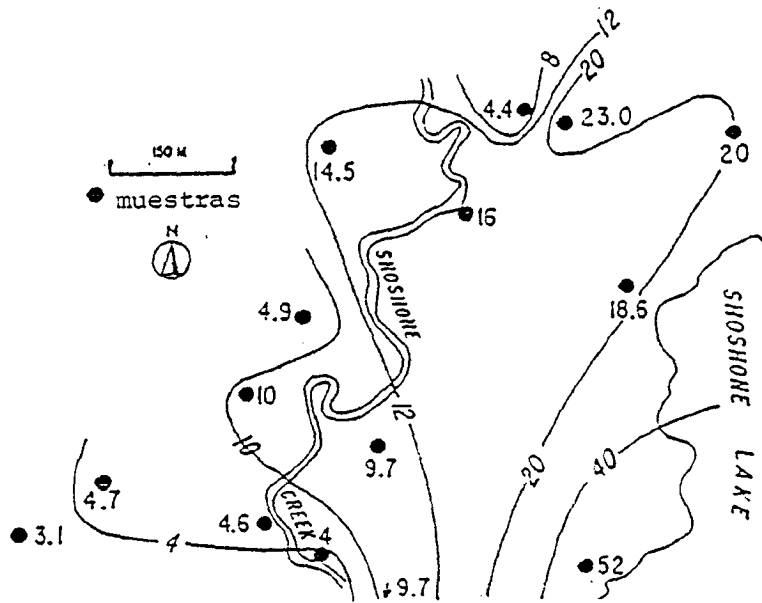


FIGURA 6.5. RELACIONES $(CO_2+SO_2)/OTROS\ GASES$ (Truesdell y Thompson, 1984)

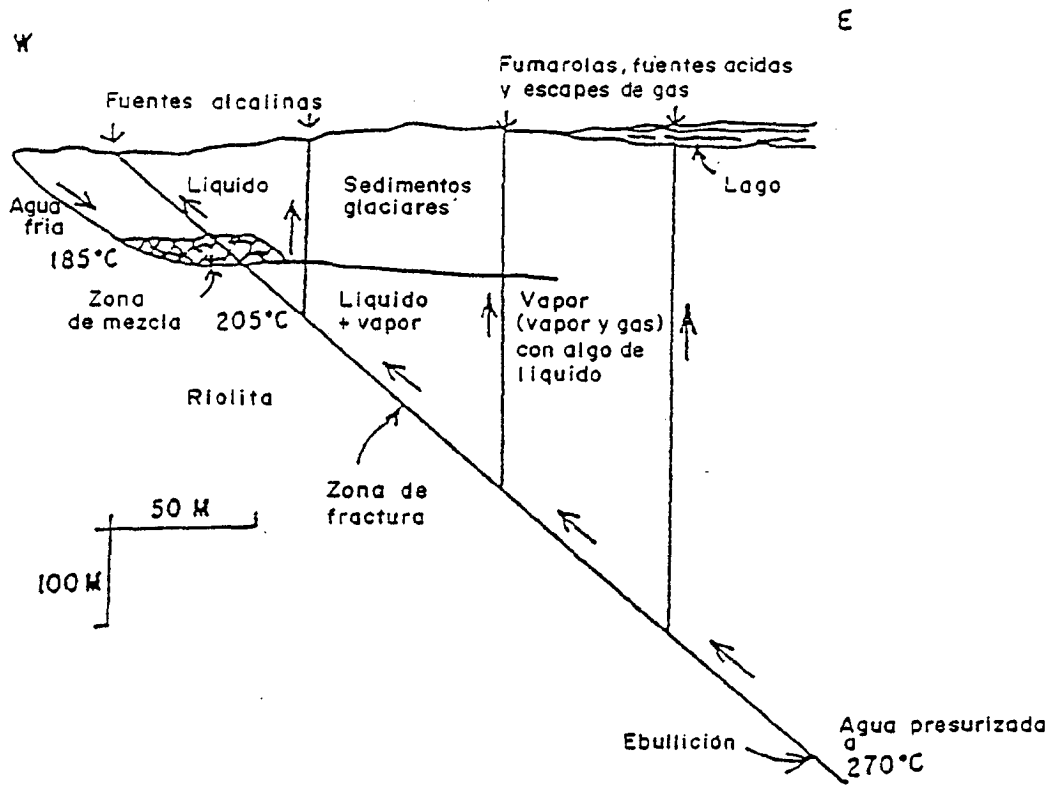
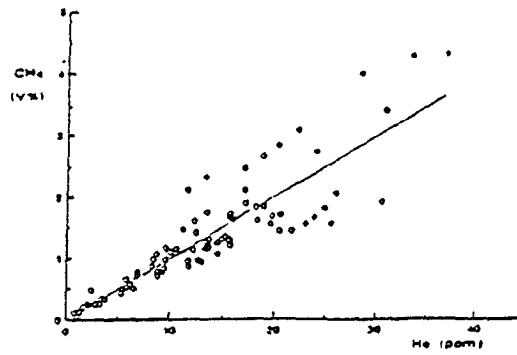
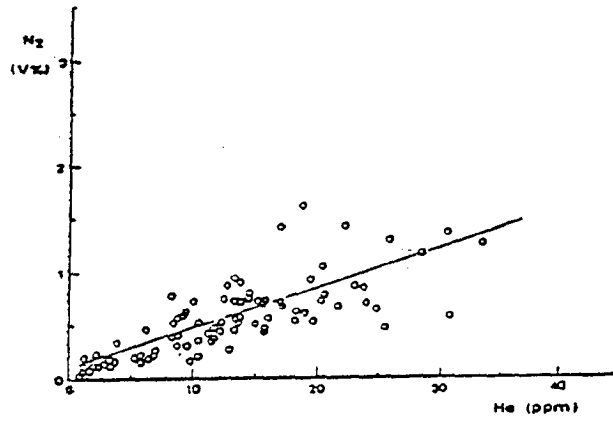


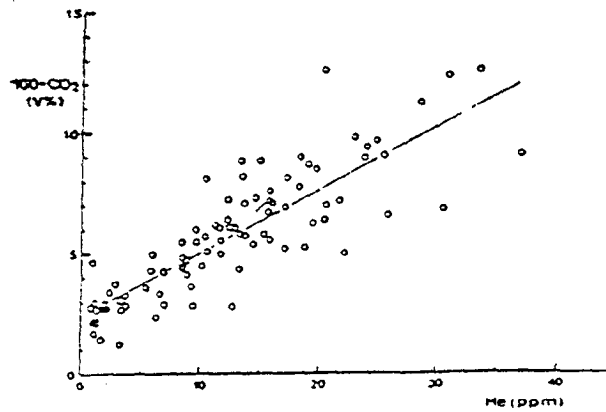
FIGURA 6.6. CONFIGURACION GEOLOGICA CON AGUAS ACIDAS (Truesdell y Thompson, 1984).



Relación CH_4 (% volumen)/He (ppm) en el gas seco de los pozos de Larderello.



Relación N_2 (% volumen)/He (ppm) en el gas seco de los pozos de Larderello.



Relaciones entre gases minoritarios, $100-\text{CO}_2$ (% volumen) y He en el gas seco de los pozos de Larderello.

FIGURA 6.7. FLUIDOS TERMALES DE TOSCANA, ITALIA

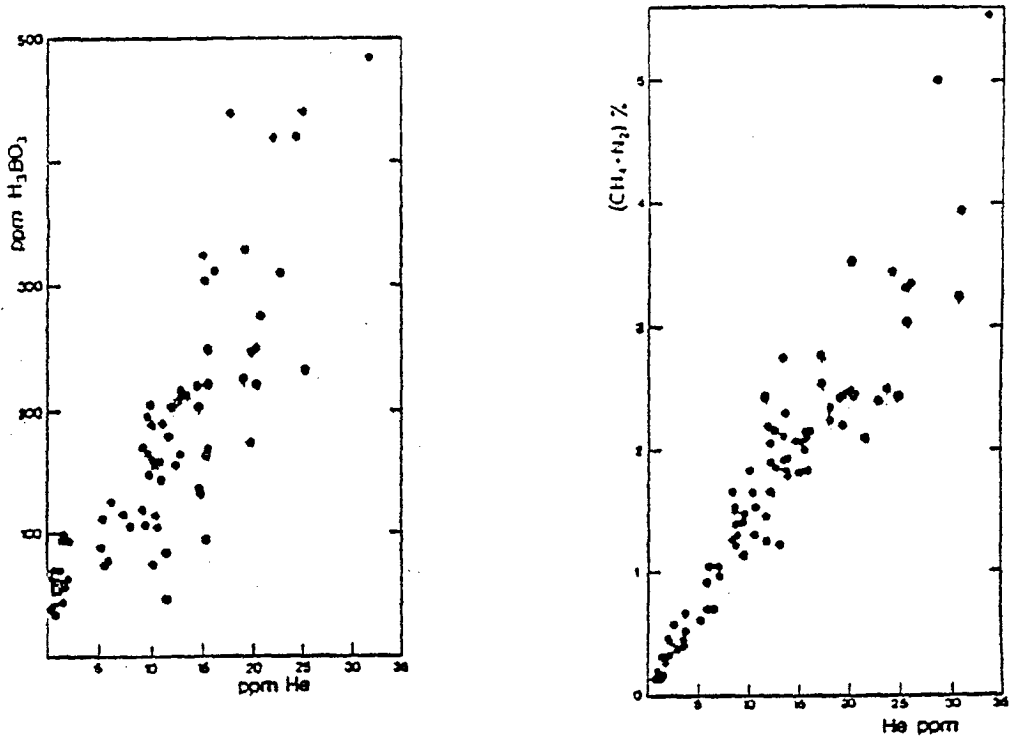


FIGURA 6.8. He EN EL FLUIDO GEOTERMICO DE LARDERELLO. CORRELACION ENTRE EL CONTENIDO EN He EN EL GAS NO CONDENSABLE Y EL BO_3H_3 EN EL CONDENSADO; AMBOS EN PPM (1977). CORRELACION ENTRE EL CONTENIDO EN He (PPM) Y $(CH_4 + N_2)$ (% EN VOLUMEN) EN EL GAS NO CONDENSABLE (1977).

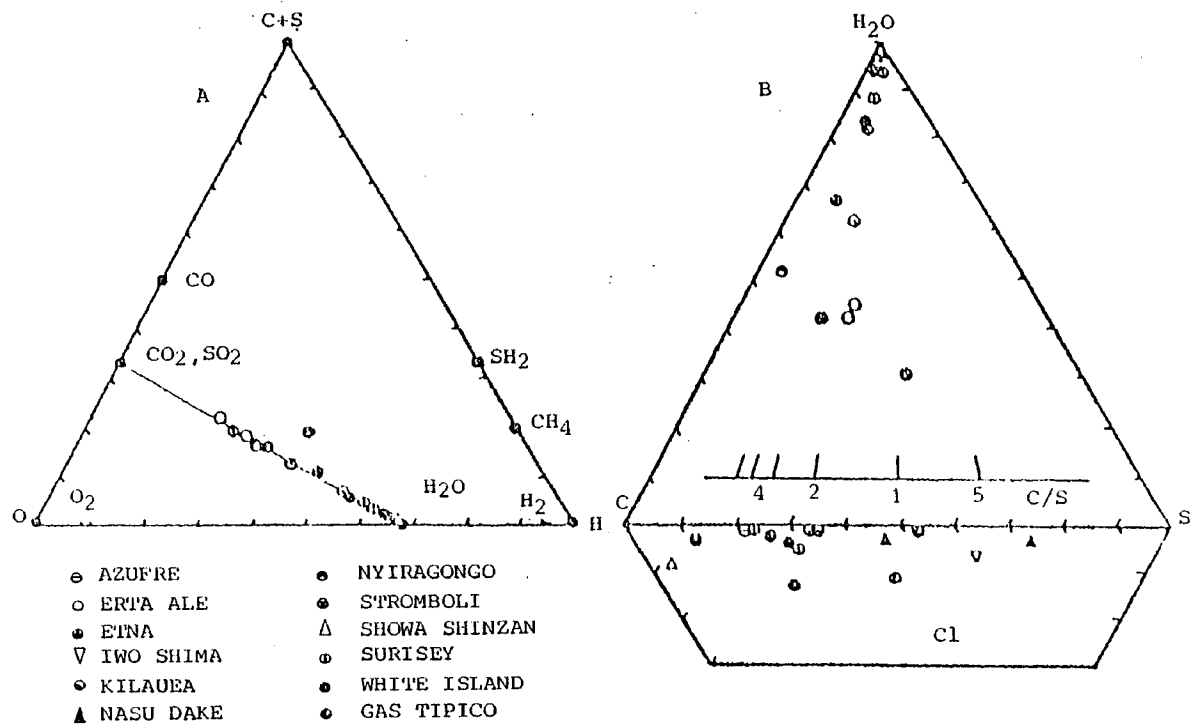


FIGURA 6.9. PROPORCIONES RELATIVAS DE O,H y (C+S), (A), y C,S y H₂O (B) EN MUESTRAS DE GASES DE DOCE VOLCANES.

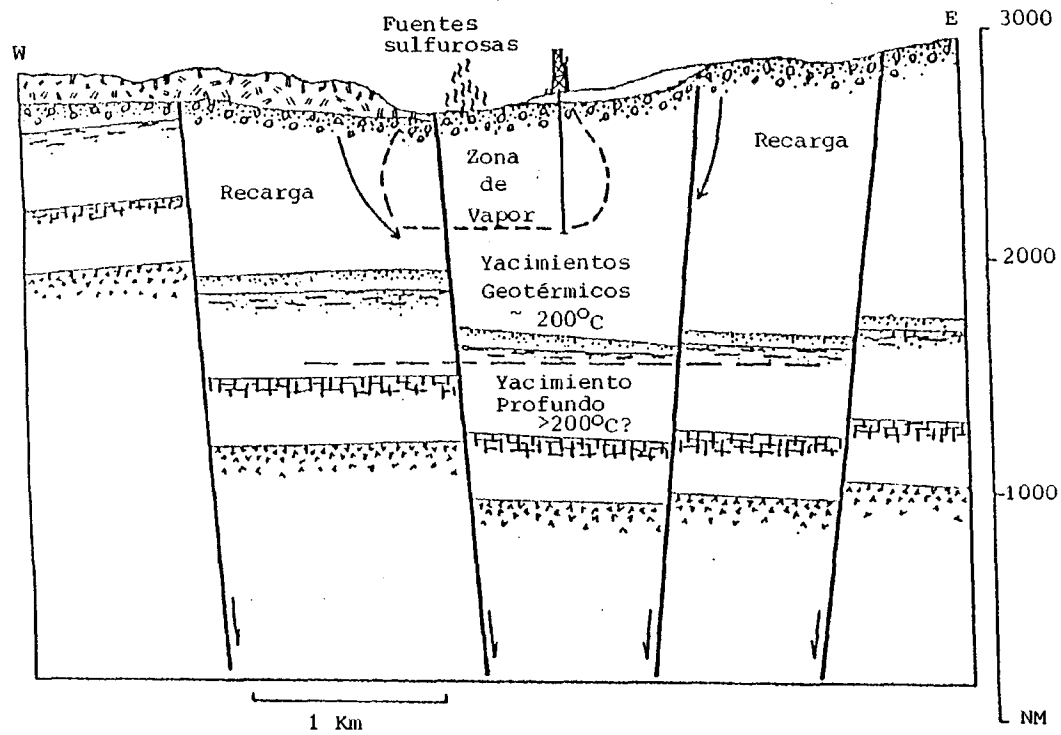


FIGURA 6.10. CORTE ESQUEMATICO DE FUENTES SULFUROSAS

TABLA 6.1

COMPOSICION DEL VAPOR DE LAS DESCARGAS DE VARIOS CAMPOS GEOTERMICOS

Origen	Profundidad (m)	Fracción Vapor (a)	Total gases (% mol) (a)	Total gases en agua caliente profunda (% mol)
Pozo G-3 Hveragerdi	400	0.20	0.015	0.003
Pozo Reykjavik	500	b	-	-
Promedio pozos Wairakei	650	0.32	0.063	0.020
Pozo 11 Broadlands	760	0.35	0.61	0.22
Pozo 2 El Tatio	650	0.24	0.11	0.026
Pozo 1 Ahuachapan	1195	0.23	0.007	0.0016
Pozo E205 Matsao	1500	-0.3	0.15	0.045
Pozo Salton Sea	1500-1800	-0.4	0.1-1.0	0.04-0.4
Pozo 1 Ngawha	585	0.33	~ 20(variable)	-
Pozo MR-2 Matsukawa	1080	alto	0.22	-
Pozos Larederello	500	1.00	2.0	-
Pozos The Geysers	200-2000	1.00	1.0(promedio)	-

a Presión Atmosférica

b La mayoría de los pozos de Reykjavik producen solamente agua

VII. ISOTOPOS ESTABLES EN SISTEMAS GEOTERMICOS

VII.1 Isótopos Estables del Oxígeno e Hidrógeno.

Dado que el agua es el constituyente dominante en los fluidos geotérmicos, el conocimiento de su origen es fundamental para desarrollar cualquier teoría relacionada con la evolución del sistema geotérmico. Otros constituyentes presentes en la solución pueden también proporcionar información importante sobre la evolución del sistema, pero las variaciones sobre los contenidos de sales y gases disueltos nos proporcionan información principalmente sobre la temperatura y la historia de la solución y sobre los tipos de rocas con los que el fluido está en contacto. El origen último del agua solamente se puede determinar estudiando los parámetros geoquímicos basados en las mismas moléculas del agua. Los análisis de los isótopos estables nos proporcionan dichos parámetros, dado que las aguas naturales de distintos orígenes (por ejemplo, meteóricas o superficiales/subterráneas, juveniles, magmáticas) muestran diferencias sistemáticas en su relación deuterio/hidrógeno (δD) y oxígeno-18/oxígeno-16 ($\delta^{18}O$). Las relaciones isotópicas $^{18}O/^{16}O$ en las aguas naturales varía entre límites muy amplios. El agua oceánica, que representa casi el 97% del agua presente sobre la corteza terrestre, tiene una composición isotópica muy uniforme, con variaciones en un intervalo de cerca del 1% en la relación $^{18}O/^{16}O$.

Los procesos naturales que determinan la fracción isotópica son la evaporación y la condensación. La especie isotópica más ligera y volátil es la $H_2, ^{16}O$ en relación con la más pesada $H_2, ^{18}O$, por lo que en los procesos de evaporación el vapor resultante tendrá una relación $^{18}O/^{16}O$ más baja que la original de la cual procede. Por el contrario, en los procesos de condensación, la fase líquida que se forma presenta contenidos de ^{18}O más elevados que el vapor.

Como consecuencia de lo anteriormente expuesto en latitudes elevadas, y/o en el interior de los continentes, las precipitaciones resultan isotópicamente más ligeras que las procedentes de latitudes más bajas y/o de zonas costeras. Asimismo las lluvias que corresponden a periodos invernales tienen contenidos de ^{18}O más bajos

que los de los periodos estivales de la misma región, ya que derivan de condensaciones más extendidas de la masa de vapor. Lo mismo sucede con la lluvia de alta montaña, que es isotópicamente más ligera que la de las llanuras.

Los estudios traza en la aplicación de los isótopos de oxígeno e hidrógeno en aguas geotérmicas, realizados por Craig et al. (1956) y Craig (1963, 1966) indicaron que las aguas hidrotermales son fundamentalmente de origen superficial, bien sea agua oceánica o meteórica. Dichos estudios sugirieron que las aguas locales circularon a grandes profundidades, alcanzaron temperaturas altas por calentamiento con las rocas locales, y ascendieron hasta la superficie por convección a lo largo de fracturas.

En el estudio de las aguas subterráneas se supone, generalmente, que durante el flujo subterráneo, el contenido de isótopos estables es una propiedad permanente, por lo que el contenido en ^{18}O de estas aguas es normalmente igual o próximo al contenido de las precipitaciones que han tenido lugar en la zona de recarga. Las diferencias que se observan en las aguas subterráneas que tienen más o menos la misma composición estarán en consonancia con las precipitaciones de las respectivas zonas de recarga.

En la mayoría de los casos, las composiciones isotópicas de hidrógeno y oxígeno de los fluidos geotérmicos no mantienen la identidad isotópica original del agua de la que provienen. Corrientemente dichas aguas presentan un enriquecimiento, o bien en oxígeno-18 con proporciones constantes en deuterio/hidrógeno o, en los diagramas $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$, se representan dentro de un triángulo definido por las composiciones isotópicas del agua marina, el agua meteórica local y el agua magmática (Figura 7.1).

Se ha propuesto varios procesos para explicar las variaciones observadas entre las relaciones de $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ determinada para las aguas geotérmicas (Cole, 1980). Estos procesos incluyen:

- (1) la mezcla de fluidos isotópicamente distintos,
- (2) evaporación o ebullición,

- (3) fraccionamiento isotópico por filtración a través de arcillas, y
- (4) cambios en el estado de oxidación-reducción del fluido durante la formación o destrucción de CO_2 o CH_4 .

Sin embargo, el proceso más importante por el cual la composición isotópica del oxígeno y/o hidrógeno de las aguas termales puede verse alterada antes de su mezcla y ebullición, próxima a la superficie, es el intercambio isotópico con rocas carbonatadas o silíceas durante la circulación convectiva de los fluidos a las temperaturas más elevadas. Por ejemplo, muchas aguas de fuentes calientes casi neutras, ricas en cloruros, presentan una variación característica de oxígeno-18 a valores más elevados de $\delta^{18}\text{O}$ como resultado de un intercambio isotópico con las rocas encajantes (Craig, 1963). La magnitud de los cambios de oxígeno-18 observados en los fluidos de las fuentes termales calientes y/o en las rocas, se atribuye a la temperatura de intercambio, las proporciones relativas de roca y agua y la diferencia inicial entre los valores relativos del oxígeno-18/oxígeno-16 y deuterio/hidrógeno de la roca y el agua (Clayton y Steiner, 1975). Las composiciones isotópicas del hidrógeno de este tipo de fluido, no vienen controladas por procesos de cambio, dado que las rocas tienen muy poco hidrógeno inicial comparado a la cantidad de hidrógeno presente en el agua.

La estabilidad isotópica y las composiciones químicas de las fuentes termales, pozos de agua y aguas superficiales frías, han demostrado ser instrumentos de gran utilidad en los estados iniciales de exploración geotérmica de muchos de los regímenes hidrogeológicas. En esta sección se presenta la aplicación de estas técnicas geoquímicas utilizadas por Cole en la zona East Shore, de Utah donde las aguas termales se consideran ser el resultado de una circulación profunda a lo largo de fallas de buzamiento elevado en un régimen de flujo térmico casi normal. El propósito de esta investigación fue:

- (1) determinar el origen de los fluidos térmicos, y
- (2) determinar la relación de este tipo de agua con el régimen de agua subterránea local.

VII.1.1 Aplicación de los Análisis Químicos de Oxígeno y Deuterio al Estudio de Areas Geotérmicas.

En la exploración geotérmica de un sistema hidrotermal se efectúan determinaciones de las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y de D/H, tanto de las aguas de precipitación como de las subterráneas termales. Ello permite establecer el origen y altitud del área de recarga y los procesos de intercambio con rocas a elevadas temperaturas.

Las reacciones isotópicas sirven de "trazas" naturales para estudiar las variaciones de las características isotópicas del agua termal, en relación con los valores definidos por las aguas meteóricas, y ello puede utilizarse para el planteamiento de hipótesis referentes a su origen e historia hidrogeológica.

De hecho, las aguas de precipitación en zonas templadas presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ variables entre -5 y -8, indicativo de que las manifestaciones con marcados valores negativos son meteóricas y que no han estado sometidas a intercambios isotópicos con rocas oxidadas a altas temperaturas.

La reconstrucción de la línea local de agua meteórica:

$$\delta\text{D} = a_1 \times \delta^{18}\text{O} + a_0$$

se obtiene mediante regresión entre los valores de δD y $\delta^{18}\text{O}$ calculados mediante análisis de aguas de precipitación tomadas en diferentes estaciones pluviométricas, a diferentes alturas, en la región estudiada. La proyección de valores $\delta^{18}\text{O}$ (‰) frente a los puntos de elevación en metros puede ser indicativo de la altimetría y localización del área de recarga.

La proyección de los valores δD de las aguas frías y termales de la zona sobre un mapa de isodistribuciones con intervalos del 5%, proporciona una distribución típica de los valores de δD , observándose la coincidencia de bajos valores en relación con áreas de mayor elevación, y valores de enriquecimiento en coincidencia con disminuciones de altitud. Los tipos de aguas de origen diferente, en posible

relación con fracturas y/o acuíferos profundos presentarían marcada discrepancia.

Una vez establecida la línea de agua meteórica local, los contenidos en isótopos estables de las aguas de las diferentes surgencias, son proyectados en diagramas de δD (‰) vs. SMOW y $\delta^{18}O$ (‰) vs. SMOW.

Los porcentajes de oxígeno-18/oxígeno-16 ($^{18}O/^{16}O$) de las aguas de fuentes y pozos fueron determinados mediante la técnica de equilibración de CO_2 (Epstein y Mayeda, 1953). El factor de fraccionamiento entre el H_2O y el CO_2 a 25°C es 1,0412 (O'Neil et al., 1975). El gas hidrógeno para las medidas de deuterio/hidrógeno (D/H) es liberado de las muestras de agua mediante reducción por sobrecalentamiento con uranio metal (800°C) (Friedman, 1953). Los datos isotópicos para el hidrógeno y el oxígeno se presentan con relación al Standard Mean Ocean Water (SMOW, Craig, 1961). Los porcentajes de error analítico para las relaciones isotópicas del oxígeno se encuentran entre 0,1 y 0,2 partes por mil, mientras que los del hidrógeno se encuentra entre 1 y 2 partes por mil. Todos los datos isotópicos vienen representados por la notación δ , donde:

$$\delta X_A = \frac{R_A - R_{std}}{R_{std}} \cdot 10^3 \text{ (en ‰)}$$

δX representa los valores de δD ó $\delta^{18}O$ de la muestra A, y R es la relación D/H ó $^{18}O/^{16}O$ de la muestra o estándar.

VII.1.2 La Edad de los Fluidos.

La edad de las aguas subterráneas o el tiempo de residencia de los fluidos en el yacimiento, puede establecerse mediante un modelo de régimen hidrológico y los contenidos en tritio isotópico y carbono. En el primer caso en base al modelo hidrotermal y los datos isotópicos que delimitan las zonas de recarga, temperatura de base estimada mediante geotermometría y valores de gradientes térmicos, puede valorarse la conductividad hidráulica del acuífero y mediante

la ley de Darcy estimarse la velocidad de flujo y una aproximación de la edad media del agua termal. La expresión planteada sería:

$$q = -k \left(\frac{\partial h}{\partial l} \right)$$

siendo:

q = la relación de flujo por unidad de área

k = conductividad hidráulica (cm/sec)

$-\frac{\partial h}{\partial l}$ = gradiente hidráulico

l = distancia recorrida por los fluidos

h = profundidad del acuífero del sistema

la valoración de la velocidad media sería:

$v_m = q/O_{ef}$, siendo O_{ef} la porosidad efectiva.

Los valores de conductividad (k) pueden asumirse en relación a los diferentes materiales de la zona, adoptándose un valor medio para el área, igualmente si no se dispone de datos reales de la porosidad efectiva se pueden asumir valores en base a la litología.

Los resultados de edad obtenidos mediante estos cálculos preliminares, deben confrontarse con otras técnicas como medidas de tritio o trazas radioactivos como (I^{131}).

A partir de 1953, cuando se iniciaron las explosiones nucleares, se originó en la atmósfera un importante incremento de tritio artificial en relación al producido de forma natural por la actividad de los rayos cósmicos sobre el nitrógeno de la atmósfera. Como consecuencia se han obtenido en el hemisferio septentrional un incremento desde 10 UT a 5.000-10.000 UT observado en el periodo de 1963-1964, después del cual las concentraciones han empezado a disminuir. Actualmente y en el hemisferio septentrional, las precipitaciones contienen cantidades de tritio del orden de 100-300 UT.

En las aguas de precipitación, después de la infiltración en el suelo, la concentración de tritio disminuye, de acuerdo con una ley exponencial que regula los procesos de descenso radiométrico y con un tiempo de desintegración de 12, 26 años. En consecuencia, dado el corto tiempo de desintegración del tritio y la baja concentración en las precipitaciones anteriores a 1953, el tritio aparece en cantidades apreciables sólo en aguas subterráneas recientes o en aquellas que tengan aportes significativos recientes.

En general, en base a numerosos datos obtenidos en todo el mundo, se ha desarrollado la siguiente regla práctica:

- Si la cantidad de tritio contenida en las aguas subterráneas es menor a 3-5 UT se pueden datar como anteriores a 1953.
- Si la cantidad es mayor de 20 UT, se pueden establecer hipótesis de mezclas en las cuales el componente reciente es netamente preponderante.
- Si las cantidades están comprendidas entre 5-20 UT se trata de mezclas de aguas recientes con aguas antiguas.

La cantidad de tritio en las aguas naturales viene expresada en Unidades de Tritio (UT), siendo 1 UT, correspondiente a 1 átomo de tritio por 10^{18} átomos de hidrógeno. Los valores más bajos de concentración que pueden datarse son de 1-2 UT y los valores máximos de edades no superan los 40 años, mientras que las determinaciones radiométricas de carbono con vida media de 5.568 años pueden utilizarse para datar aguas con edades superiores.

VII.2 Geotermómetros Isotópicos

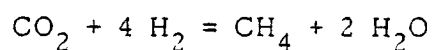
Se ha comprobado por métodos experimentales que el fraccionamiento isotópico entre las moléculas que intervienen en una reacción es dependiente de la temperatura y que, en términos generales, la fraccionación disminuye con el aumento de la temperatura.

El conocimiento en detalle de los diferentes componentes químicos medidos mediante espectrometría y las relaciones de fraccionación de pares de componentes y sus relaciones isotópicas, ha permitido la utilización de estos parámetros para valorar la temperatura del yacimiento de donde proceden los fluidos. Como caso particular destaca por su eficacia la fraccionación isotópica y temperatura de los gases en la valoración de campos geotérmicos productores de vapor.

La limitación en cuanto a la utilización de estos geotermómetros, radica en el caso de tratarse de elementos químicos de bajo grado de volatilidad, por lo que en muchos casos su participación en la fase volátil no es de forma primaria, y se han incorporado en zonas de condensación superiores, reflejando características diferentes al yacimiento principal.

La cantidad de gas contenido en los fluidos geotérmicos y las relaciones relativas es variable, pero por lo general el anhídrido carbónico es el componente mayoritario y puede llegar a constituir hasta el 90% del gas total contenido, estando el resto constituido por sulfhídrico, metano, hidrógeno y nitrógeno, los cuales se encuentran en proporciones similares.

La coexistencia de diferentes componentes en los fluidos geotérmicos: vapor de agua, hidrógeno, anhídrido carbónico y metano, ha hecho establecer la interacción de los componentes, según una reacción de equilibrio.



Esta reacción determina simultáneamente la fraccionación isotópica de los isótopos estables del carbono, hidrógeno y oxígeno (D'Amore y Panichi, 1980; Nuti et al., 1980).

VII.2.1 Fraccionamiento del Carbónico en el Sistema $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$.

El fraccionamiento isotópico del CO_2 y del CH_4 es el método más utilizado para la valoración de la temperatura profunda en los fluidos geotérmicos. Las constantes de equilibrio fueron calculadas por

Botinga (1969) para temperaturas comprendidas entre los 0 y 700°C. En el intervalo de temperaturas entre 100 y 400°C, que son los que interesan desde el punto de vista geotérmico, las relaciones entre las constantes de equilibrio $\delta = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{CO}_2} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{vapor de agua}}$ y a la temperatura ($T = \text{°K}$) responden a la ecuación:

$$1.000 \ln \delta = - 9,01 + 15,301 (10^3/T) + 2,361 (10^6/T^2)$$

Como en todos los casos, la utilización del geotermómetro está relacionada con la premisa de existencia de equilibrio isotópico entre el CO_2 y CH_4 , el equilibrio sólo se alcanza si la cinética de reacción es suficientemente elevada en relación con la temperatura y con el tiempo en que se desarrolla la reacción. Los datos experimentales, no proporcionan suficientes indicaciones de la velocidad de reacción, aún cuando hacen pensar que ésta es muy lenta, aún en las condiciones de temperatura y presión propias de los campos geotérmicos.

Los datos obtenidos por Wasserburg et al. (1963); Nakai (1960), (que han estudiado la composición de aguas naturales en relación con procesos bacteriológicos) indican que tanto el CO_2 como el CH_4 se presentan en equilibrio isotópico cuando se han generado en el mismo proceso geoquímico. En estos casos el contenido en ^{13}C del metano es más bajo, casi el 80% en relación PDB, y la temperatura isotópica está de acuerdo con los valores observados.

Por lo general, los datos relativos a los fluidos geotérmicos proporcionan valores más altos que los medidos en superficie. Ello puede deberse a:

- No existe equilibrio isotópico entre el CO_2 y el CH_4 , y por consiguiente la temperatura obtenida carece totalmente de significado.
- Existe equilibrio isotópico a la profundidad del punto donde el CO_2 y el CH_4 se han formado contemporáneamente.

Los procesos consiguientes de enfriamiento del gas en su ascenso hacia la superficie no tienen gran influencia o influyen poco aún cuando la velocidad sea inferior a la de intercambio. Por ello, es muy significativo poder discriminar en qué situación de equilibrio nos encontramos, dado que la relación isotópica prácticamente no cambia, y los resultados de temperatura que proporcionan los isótopos reflejan la temperatura de formación del $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$, superior a la alcanzada por la perforación. En todo caso, puede verificarse si existe un reequilibrio parcial, que proporcione temperaturas intermedias entre las de formación original y las de medida.

En las áreas geotérmicas de Wairakei y Larderello (Panichi et al., 1977, 1980), se han obtenido temperaturas isotópicas superiores a los 50-100°C sobre los valores medidos, pero por lo general, existe una buena correlación entre la temperatura calculada y los pozos geotérmicos más calientes.

VII.2.2 Fracción del Hidrógeno en el Sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{H}_2$ y $\text{H}_2 - \text{CH}_4$.

Es un geotermómetro que ha sido poco utilizado en el momento actual y su aplicabilidad está muy limitada. Los pocos datos disponibles, Gunter y Musgrave (1971) aplicados a muestras de gases de Yellowstone National Park y Nueva Zelanda, indican la existencia de un equilibrio isotópico entre el $\text{H}_2 - \text{CH}_4$ y entre $\text{H}_2 - \text{H}_2\text{O}$, que correlaciona la temperatura de equilibrio y la observada.

VII.2.3 Fraccionación del Oxígeno en el Sistema $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

La velocidad de reacción del intercambio isotópico entre el H_2O y el CO_2 es, contrariamente a lo indicado para el $\text{CH}_4 - \text{CO}_2$ muy rápida, lo cual supone una limitación a la aplicación del geotermómetro.

La aplicación del mismo a campos geotérmicos como Larderello, demuestra que utilizando técnicas de muestreo especiales, es posible

impedir la reequilibración de los componentes del fluido y obtener temperaturas de acuerdo con las de medida (Figura 7.2).

Estas temperaturas isotópicas, son más bajas que las obtenidas por la relación $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$, ya que representan la temperatura del "último equilibrio" alcanzado en el subsuelo y no la temperatura de formación de la mezcla gaseosa.

VII.2.4 Fraccionación del Oxígeno en el Sistema $\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$.

Es un método recientemente utilizado en la tentativa de valorar la temperatura del subsuelo en relación al fraccionamiento isotópico del oxígeno y el sulfato disuelto en las aguas geotérmicas.

El método del oxígeno isotópico es uno de los más utilizados para establecer los sistemas de interacción entre las rocas y los minerales y los fluidos acuosos en el rango de las condiciones geológicas. Cuando las rocas están constituidas por grupos de minerales, entre los que los sulfatos tienen importancia primaria, y/o minerales secundarios en relación con rocas sedimentarias, ígneas o metamórficas, es posible establecer relaciones entre el isótopo del oxígeno y estas fases minerales constituyentes de un sistema sulfato-agua.

Las ecuaciones de fraccionación propuestas para el sistema $\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ (Figura 7.3), han sido utilizados por Cortecchi (1974) para establecer las temperaturas de equilibrio de algunos pozos de Larderello.

La relación de intercambio entre el ión sulfato y el agua es lenta, siendo necesarios valores del orden de $10^3 - 10^5$ años para que se alcancen las condiciones profundas de temperatura. Este proceso de fraccionación es dependiente, no solo de la temperatura, sino también del pH, habiéndose observado que las reacciones de intercambio isotópico entre el sulfato y el agua alcanzan el equilibrio en diferentes etapas:

pH = 7	9 años a 200°C
pH = 7	0,6 años a 330°C
pH = 3,8	1,5 años a 200°C
pH = 3,8	0,08 años a 330°C

Los factores que condicionan el equilibrio de fraccionación del intercambio isotópico entre el agua y el sulfato han sido estudiados experimentalmente, mediante procesos que estudian las diferentes reacciones a temperaturas dadas. El factor δ calculado para las diferentes composiciones isotópicas sería:

$$\delta = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ sulfato}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ agua}}$$

El ajuste de los datos experimentales de intercambio isotópico viene dado por las ecuaciones:

Anhidrita: $\ln \delta = 3878/T^2 - 0,0034$

Sulfato disuelto: $\ln \delta = 3251/T^2 - 0,0056$

Ecuaciones que están afectadas por una serie de procesos como la progresiva evaporación del fluido con saturación de SO_4Ca y formación de yeso, que tiende a concentrar el ^{18}O en relación al sulfato disuelto. Otros procesos a tener en cuenta son la presencia de bacterias reductoras y la oxidación de sulfito a sulfato en ambientes naturales, que originan dificultades al plantear los sistemas naturales complejos.

VII.3 Ejemplo de Aplicación Conjunta de Técnicas Isotópicas y Geoquímicas

El área seleccionada como ejemplo de aplicación de las técnicas geoquímicas e isotópicas es el East Shore del norte de Utah, (Figura 7.4). La zona East Shore está localizada al norte de la ciudad de Salt Lake entre el Great Salt Lake por el oeste y la base del Wasatch Range por el este. Dicha zona contiene las fuentes termales de Hooper, Utah y Ogden, las cuales exhiben temperaturas en

superficie de 56, 58 y 57°C respectivamente. Esta zona es especialmente favorable para este tipo de estudios porque:

- (1) los fluidos de las fuentes termales muestran un enriquecimiento importante en oxígeno-18 (Cole, en prensa; Cole y Ohmoto, 1977) sin un cambio apreciable en deuterio,
- (2) hay una diferencia importante en relieve entre la parte inferior del valle y el Wasatch Range, lo cual puede conducir a variaciones isotópicas controladas por diferencias en elevación en la recarga de los fluidos (Dansgaard, 1964), y
- (3) hay numerosas fuentes y pozos a escala regional para poder efectuar un buen muestreo.

Finalmente la proximidad de las fuentes termales a zonas pobladas hace que esta parte del Wasatch Front sea un objetivo atractivo para la exploración geotérmica.

En la Figura 7.5, la cual ha sido modificada a partir de la publicada por Feth et al. (1966), se representa una síntesis del encuadre hidrogeológico, y la geología local de la zona East Shore. Geológicamente, dicha zona está localizada en un graben cuyos bordes orientales coinciden con la Zona de Falla Wasatch. El lado oeste está probablemente definido por fallas de dirección norte localizadas al este de Little Mountain (próximas a la propiedad de la Compañía Minera Great Salt Lake). Los afloramientos en superficie del valle se considera que consisten en gneises precámbricos, esquistos y filitas que afloran en el este a lo largo del Wasatch Front y por el oeste en la zona de Little Mountain. Además, hay afloramientos de calizas y cuarzitas cámbricas a lo largo del Wasatch Front.

El graben tiene una forma elongada y contiene un máximo de unos 2.000 a 3.000 m de espesor de sedimentos en las zonas central y nort-central (Feth et al., 1966). Los sedimentos del valle (mostrados en la Figura 7.5) consisten en detritus provenientes de las montañas Uinta y Wasatch por el este, arrastrados hacia el valle principalmente por los ríos Ogden y Weber. Estos depósitos

consisten fundamentalmente en gravas y arenas en los bordes de las cadenas montañosas y fundamentalmente arenas, limos y arcillas más hacia el oeste, en el interior del valle. La mayor parte de los depósitos cercanos a la superficie son de tipo deltaico, formados durante los ciclos sucesivos del lago Bonneville. En las proximidades de los bordes del Great Salt Lake, la litología dominante es arcilla impregnada en sal.

Los sedimentos no consolidados del valle forman importantes acuíferos que son en gran parte artesianos, de tal forma que hay una tendencia hacia el movimiento ascendente del agua (Goode, 1978). Sin embargo, abundantes capas de arcilla lacustre actúan como niveles confinantes. Un estudio hidrogeológico regional realizado por Feth et al. (1966), indicó la existencia de dos acuíferos principales en la zona, uno a una profundidad de 85 m y el segundo a 185 m de profundidad. Este estudio no demostró la interacción de estos acuíferos con ninguna componente de agua termal en profundidad.

La Figura 7.6 muestra en un diagrama triangular las composiciones químicas e isotópicas de aguas provenientes de 74 pozos y fuentes muestreadas en la zona entre los años 1979 y 1981. La localización de las muestras se indica en la Figura 7.7. En la Tabla 7.1 se proporcionan las temperaturas, concentraciones de cloruros y composición isotópica de las aguas de dichos pozos y fuentes. Hay también información adicional sobre las composiciones químicas (por ejemplo, contenidos en Na, K, Ca, SO_4 , CO_3H), pero dichos datos no se ha considerado oportuno incluirlos para simplificar. Esta información indica que existen varios tipos de aguas en la zona de East Shore, las cuales difieren no solamente en su composición química, sino también en sus temperaturas y contenidos en deuterio. Las aguas muestreadas en pozos localizados en las zonas centrales y orientales de la región, muestran un enriquecimiento relativo en Ca + Mg y $\text{CO}_3\text{H} + \text{CO}_3$. Estos fluidos son generalmente de baja temperatura (menos de 20°C) y fuerza iónica (0,003 a 0,001), y exhiben valores de δD que oscilan entre -100 y -126 ‰. Un segundo tipo de aguas es el representado por las fuentes termales con temperaturas superiores a los 50°C (Odgen, Hooper y Utah) y varios pozos de aguas templadas con temperaturas entre 25 y 40°C. Estas aguas

están enriquecidas en Na + K, o bien Cl (extremo derecho de la Figura 7.6) o $\text{CO}_3\text{H} + \text{CO}_3$. Los valores de δD de estas aguas varían típicamente entre -135 y -145 ‰.

Las aguas de composición intermedia entre los dos tipos descritos anteriormente, tienen temperaturas que oscilan entre 20 y 30°C, con valores de δD comprendidos entre -125 y -135 (parte central de la Figura 7.6). Varias de estas aguas están localizadas próximas a la fuente termal principal, pudiendo ser el resultado de mezcla de aguas subterráneas con aguas termales.

Los mapas de concentraciones iónicas, como los mostrados para el cloruro en la Figura 7.8, indican modelos químicos extremadamente variables pero predecibles. La representación del Cl (aumentada con información de Feth et al., 1966 y Goode, 1978 que se representa en la figura con triángulos invertidos) sugiere la presencia de un domo de dirección aparente este-oeste con un contenido elevado en Cl (mayor de 250 mg/l) originado en la zona de Odgen Hot Springs. Por el contrario, esta zona (domo) con contenido alto en Cl está flanqueada por dos zonas con un contenido bajo en Cl (menos de 25 mg/l), uno en el norte, proveniente del North Odgen Canyon y otra por el sur con su origen en Weber Canyon. Estas dos zonas bajas en Cl están localizadas en áreas dominadas por temperaturas bajas (15 - 20°C), altas concentraciones de CO_3H , y sedimentos en profundidad con gran proporción de arcilla y limos (Feth et al., 1966). En general, las concentraciones altas en Cl y Na se sitúan en las fuentes termales, fuentes templadas y pozos tales como los de la Compañía Great Salt Lake Mineral, a 17 km al norte de Hooper Hot Springs.

En la Figura 7.9 se presentan los valores δD y $\delta^{18}\text{O}$ de más de 70 muestras de agua. Estos valores muestran una variación moderada para ambos parámetros $\delta^{18}\text{O}$ (de -18,6 a -14,4 ‰) y δD (de -145 a -110 ‰). Dicha figura muestra que la mayoría de las aguas se representan muy próximas a la línea del agua meteórica (Craig, 1961) poniendo de manifiesto que son aguas meteóricas isotópicamente inalteradas. Estas aguas pueden, sin embargo, dividirse en dos grupos separados por el valor δD de -130 ‰. El grupo superior

está compuesto predominantemente por aguas de pozos ubicados en las partes central y oriental de la zona de estudio, con temperatura inferiores a los 20°C. Algunas de dichas aguas han sufrido varios grados de evaporación, que han dado lugar a desviaciones de los valores de δD y $\delta^{18}O$ fuera de la curva del agua meteórica con pendientes de aproximadamente cinco (Figura 7.9). El grupo inferior de la figura varía en temperaturas de 20 a 40°C y está formado por aguas de pozos muestreados principalmente en la propiedad de la compañía minera Great Salt Lake, próximos a Little Mountain. Un tercer grupo, dominado por aguas de fuentes calientes y pozos con aguas templadas, muestran variaciones de $\delta^{18}O$ entre 2,5 y 3,5 ‰ y pocos o ningún cambio en los valores de δD (-135 a -145 ‰). Los cambios de $\delta^{18}O$ son el resultado de intercambio de oxígeno entre las rocas y el agua en profundidad durante la circulación del fluido. Los cálculos geotermométricos Mg-correctado y Na - K - Ca efectuados en las distintas fuentes calientes de esta zona, sugieren temperaturas de acuíferos profundos que varían entre 80 y 125°C. Las aguas de temperaturas inferiores (menos de 30°C) que exhiben variaciones en el valor de $\delta^{18}O$ y temperaturas de geotermómetros comparables a las de las fuentes calientes, pueden representar fluidos que han sufrido intercambios isotópicos con rocas de acuíferos, pero que se han enfriado por conducción o mezclado durante su ascenso a la superficie.

La interpretación anterior viene, en parte, soportada por los mapas de distribución isotópica (Figura 7.10). Los valores de δD representados en la figura muestran modelos similares a los observados para el Cl (Figura 7.8) y para la temperatura, Na y CO_3H . Las aguas enriquecidas en valores δD (-125 a -110 ‰) aparecen en una zona de concentración que se inicia en el North Odgen Canyon (borde noreste del mapa), en una zona pero definida al sur del Odgen Hot Springs, y en el centro del mapa. Los valores δD de -126 a -142 ‰ son típicos de las aguas de fuentes calientes, aguas templadas de los pozos de Great Salt Lake Mineral Company, fuentes o pozos ubicados próximos a los pozos de aguas calientes. De la distribución de valores δD que se muestra en la Figura 7.9 es aparente que las aguas que emergen de las fuentes calientes y templadas y pozos próximos a las principales fallas, están

generalmente empobrecidas en deuterio, con respecto a las aguas de los acuíferos superficiales del valle.

Hay sin embargo algunas excepciones, por ejemplo, entre Utah Hot Springs y la propiedad de Great Salt Lake Minera Company, hay una zona con valores bajos de δD (-135 a -145 ‰) de aguas con temperaturas que oscilan entre 20 y 30°C. De hecho, algunos de los valores de δD más bajos de toda la región, se han medido en esta zona. Una segunda zona de interés está situada en las proximidades de Hooper Hot Springs. Una zona con pozos de agua cuyos valores de δD oscilan entre -130 y -135 ‰, describe una especie de línea paralela a una supuesta falla normal de dirección norte-sur, que se dirige hacia Little Mountain y bordea el límite occidental del graben. Es precisamente en estas zonas anómalas donde se sospecha que tiene lugar la filtración de agua termal enfriada conductivamente. En el último ejemplo de los mencionados es probable que se dé también un fenómeno de mezcla con aguas subálveas del valle, enriquecidas isotópicamente.

Para definir el origen de la variabilidad química e isotópica se puede proponer un modelo de direcciones de los fluidos desde la región de origen hasta las fuentes y pozos, basándose en observaciones sobre los tipos de fluidos, distribución de elementos, temperaturas de superficie y del subsuelo, y composiciones isotópicas de oxígeno e hidrógeno (Figura 7.11). En dicho modelo se supone que el origen de la energía térmica de las fuentes termales es el gradiente geotérmico normal; dicha hipótesis viene avalada por los datos del gradiente térmico obtenidos en Hill Air Force Base al sureste de la zona East Shore (Glenn et al., 1980).

El agua proveniente de North Ogden Canyon y Weber Canyon y del borde del Wasatch Front, es un fluido meteórico enriquecido en Ca + Mg y $CO_3H + CO_3$, con valores de δD y $\delta^{18}O$ que varían típicamente desde -110 a -125 ‰ y -17 a -15 ‰ respectivamente. Estas aguas relativamente frías (menos de 20°C) se mueven en varias direcciones dentro de los sedimentos aluvio-deltaicos del valle, formando la mayor parte de los acuíferos superficiales de la región. Parte de este agua, la cual se origina probablemente en las alturas

más bajas del Wasatch Mountains, ha experimentado procesos de evaporación parcial (Figura 7.9).

Los fluidos que emergen en fuentes termales o templadas, o que son interceptados por pozos, provienen de zonas más elevadas, según se deriva de sus valores δD (-145 a -130 ‰). Esta conclusión viene apoyada por el valor δD de -142 ‰ medido en una fuente aislada en una montaña a 3.200 metros de altitud y a aproximadamente 5 km al este de Odgen Hot Springs. Parte de dicho fluido que se infiltra en profundidad en las montañas, es calentado a temperaturas no superiores a los 125°C y enriquecido en Na + K y Cl durante el proceso de interacción geoquímica del agua con las rocas, antes de volver a la superficie a lo largo de fallas (como es el caso de Odgen Hot Springs). Otra fracción del fluido puede que continúe circulando a mayores profundidades, emigrando subsecuentemente hacia el oeste, a lo largo de la base de relleno de graben, o a través del substrato rocoso. Las interpretaciones sísmicas realizadas por Glenn et al. (1980), indican que el substrato rocoso del valle contienen estructuras de cabalgamiento que pueden representar el factor controlante de permeabilidad horizontal. Esta observación geofísica viene apoyada por la presencia de una zona, con una disminución en el valor δD que va desde el oeste de Utah Hot Springs hacia Little Mountain. Eventualmente el fluido vuelve a la superficie a lo largo de una falla de fuerte buzamiento, correspondiente al borde occidental del graben, próxima a la orilla del Great Salt Lake (Hooper Hot Springs).

En todos los casos, los fluidos de las fuentes calientes exhiben variaciones características del valor $\delta^{18}O$ similares a los observados en muchas otras partes del mundo (Craig, 1963), lo que indica el intercambio de oxígeno isotópico debido a la interacción geoquímica roca-agua en profundidad. Los cálculos preliminares sobre el equilibrio mineral sugieren que los fluidos de las fuentes calientes de la región del East Shore se han equilibrado con Ca y montmorillonita magnésica, caolinita, calcita y calcedonia. La alteración de feldespatos y otros minerales detríticos ha dado lugar a los cambios observados en los valores $\delta^{18}O$ (Cole, 1980).

Como conclusión de los estudios geoquímicos realizados en las fuentes calientes y aguas subterráneas de la región East Shore, Utah, se revela una distribución compleja de las concentraciones de los principales iones mayoritarios, δD y $\delta^{18}O$. La información disponible sugiere la presencia de al menos dos y quizás tres regímenes hidrológicos diferentes. Uno de ellos consiste en la circulación profunda, controlada por fallas, de aguas provenientes de las cumbres de las montañas al este de la zona de estudio. Dichas aguas han dado últimamente lugar a los fluidos de las fuentes calientes de la zona (Hooper, Odgen, Utah). Los valores δD de estos fluidos parecen permanecer invariables aún después del transporte a lo largo de estructuras profundas hacia el oeste del valle. Sin embargo, las composiciones isotópicas del oxígeno, han experimentado una considerable alteración como resultado de la interacción geoquímica roca-agua a temperaturas elevadas (80 a 125°C). Un segundo régimen hidrológico consiste en las escorrentías superficiales, provenientes de las pequeñas elevaciones, que se infiltran en los sedimentos detríticos superficiales. Dichos fluidos proporcionan la mayor parte del suministro de agua subterránea de la zona.

La información sobre isótopos estables sugiere la posible presencia de un tercer régimen hidrológico, con características intermedias entre los otros dos. Este tercer régimen muestra características isotópicas de fuentes calientes (cambios en los valores de $\delta^{18}O$); sin embargo, su quimismo y temperaturas son parecidas a las del agua subterránea nativa. Este tipo de aguas puede que sea un objetivo en el futuro para estudiar recursos de baja temperatura. La detección de este tercer tipo de régimen hidrológico no habría sido posible sin la aplicación de isótopos estables, lo que demuestra claramente la necesidad de los estudios de isótopos estables en ambientes hidrológicamente complejos.

REFERENCIAS CAPITULO VII

- Bottinga, Y., 1969, Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapour. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 33, 49-64.
- Clayton, R.N., and Steiner, A., 1975, Oxygen isotope studies of the geothermal system at Wairakei, New Zealand: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 39, p. 1179-1186.
- Cole, D.R., 1980, Mechanisms and rates of stable isotopic exchange in hydrothermal rock-water systems: Ph. D. Thesis, The Pennsylvania State University.
- Cole, D.R., in press, Chemical isotopic evolution of low temperature rock-water systems: Investigation of warm springs in Utah: *J. Volcan. and Geothermal Research*.
- Cole, D.R., and Ohmoto, H., 1977, The degree of oxygen isotopic exchange between rocks and hydrothermal fluids of meteoric origin: *Geol. Soc. Am.*, v. 9, p. 931-932.
- Cortecchi, G., 1974, Temperature isotopiche dei pozzi de Larderello. Istituto Internazionale Ricerche Geotermiche. Pisa, Italy (internal report).
- Craig, H., 1953, The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 3, p. 53-92.
- Craig, H., 1961, Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters: *Science*, v. 133, p. 1833-1834.
- Craig, H., 1963, The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, in Tongiorgi, E., ed., *Nuclear Geology in Geothermal Areas*, Consiglio Nazionale dell Ricerche, Pisa, p. 17-53.
- Craig, H., 1966, Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines: *Science*, v. 154, p. 1544-1548.
- Craig, H., Boato, G., and White, D.E., 1956, Isotopic geochemistry of thermal waters: *Publ. Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Conc.*, Wash. 400, p. 29-38.
- D'Amore, F., and Panichi, C., 1980, Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 44, p. 549-556.
- Dansgaard, W., 1964, Stable isotopes in precipitation: *Tellus*, v. 16, no. 4, p. 436-468.
- Epstein, S., and Mayeda, T., 1953, Variation of O¹⁸ content of waters from natural sources: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 4, p. 213-224.
- Feth, J.H., Barker, D.A., Moore, L.G., Brown, R.J., and Veirs, C.E., 1966, Lake Bonneville: Geology and hydrology of the Weber

Delta District, including Ogden: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 518, 74 p.

Friedman, I., 1953, Deuterium content of natural waters and other substances: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 4, p. 89-103.

Glenn, W.E., Chapman, D.S., Foley, D., Capuano, R.M., Cole, D.R., Sibbett, B., and Ward, S.H., 1980, Geothermal exploration program, Hill Air Force Base, Weber County, Utah Res. Inst., Earth Science Lab. Report no. 34, 77 p.

Goode, H.D., 1978, Thermal waters of Utah: Utah Geological and Mineral Survey Report no. 129, 183 p.

Gunter, B.D., and Musgrave, B.C., 1971, New evidence of origin of methane in hydrothermal gases. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 35, p. 113-118.

Nakai, N., 1968, Geochemical estimation of temperature and state of H₂O at the bottom of geothermal wells: Japan Geothermal Energy Association, v. 17, p. 45-52.

Nuti, S., Noto, P., Ferrara, G.C., 1980, The system H₂O-CO₂-CH₄-H₂ at Travale Italy: tentative interpretation. *Geothermics*, 9, p. 287-295.

O'Neil, J.R., Adami, L.H., and Epstein, S., 1975, Revised value for ¹⁸O fractionation between CO₂ and water at 25°C: U.S. Geol. Survey Jour. Research, v. 13, p. 623-624.

Panichi, C., Nuti, S., Noto, P., 1979, Remarks on the use of isotopic geothermometers in the Larderello geothermal field. Proc. International Atomic Energy Agency, Int. Symp. Hydrology, Neuherberg, II, p. 613-630.

Wasserburg, G.J., Mazor, E., Zartman, R.E., 1963, Isotopic and chemical composition of some terrestrial natural gases. In *Earth Science and Meteoritics*, North-Holland Publ. Comp., p. 219-240.

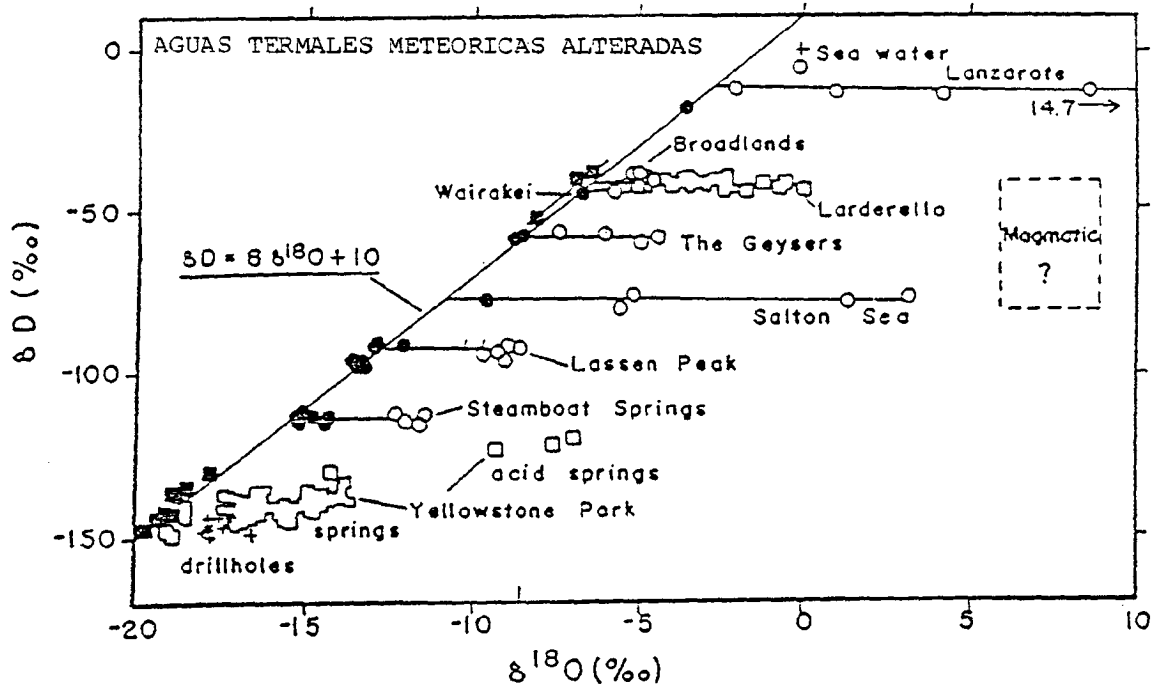


FIGURA 7.1. PROPORCIONES DE OXIGENO-18 Y DEUTERIO EN FUENTES TERMALES, FUMAROLAS Y FLUIDOS TERMALES EN SONDEOS DERIVADAS DE AGUAS METEORICAS (o) Y DE AGUAS METEORICAS LOCALES A CADA SISTEMA (●). (Truesdell y Hulston, 1980; en Henly et al., 1984).

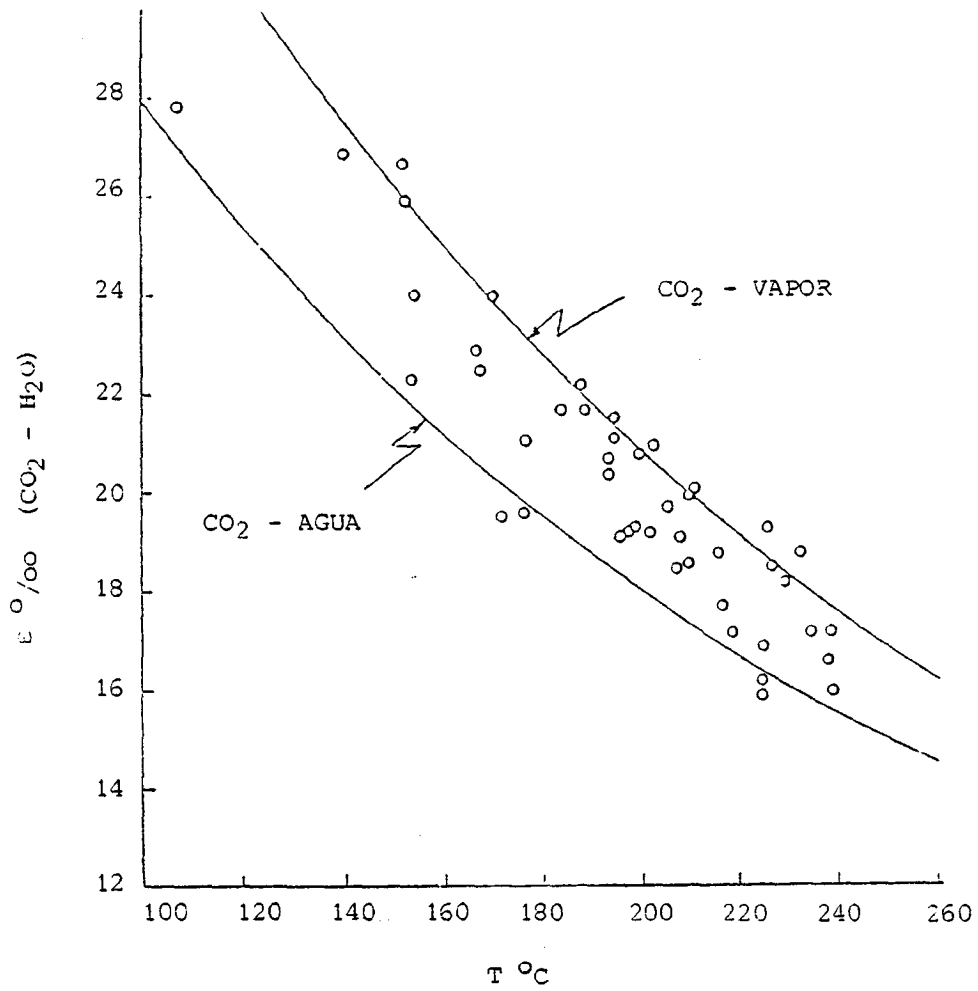


FIGURA 7.2. EJEMPLO DE DIAGRAMA INTERCAMBIO ISOTOPICO $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ /TEMPERATURA DEL CAMPO DE LARDERELLO.

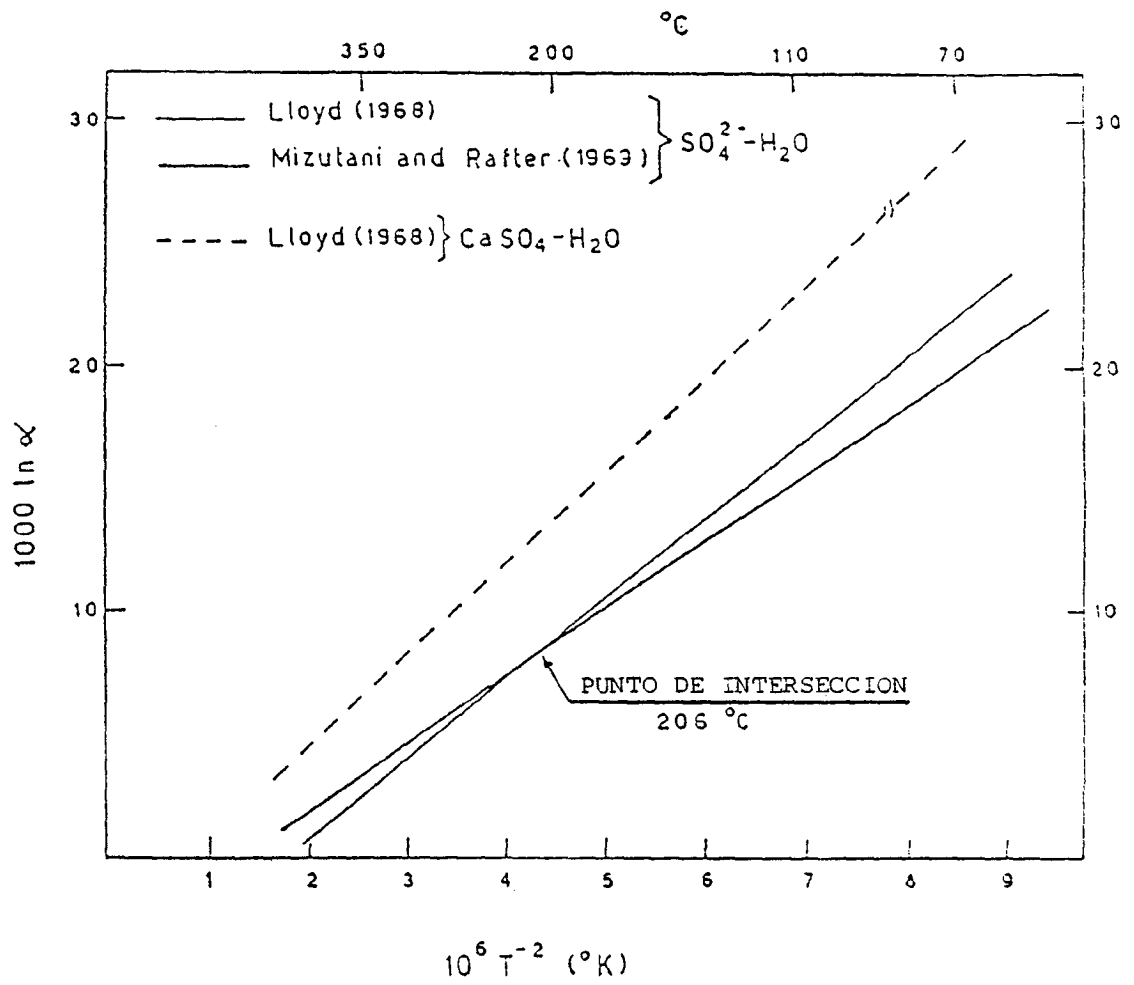
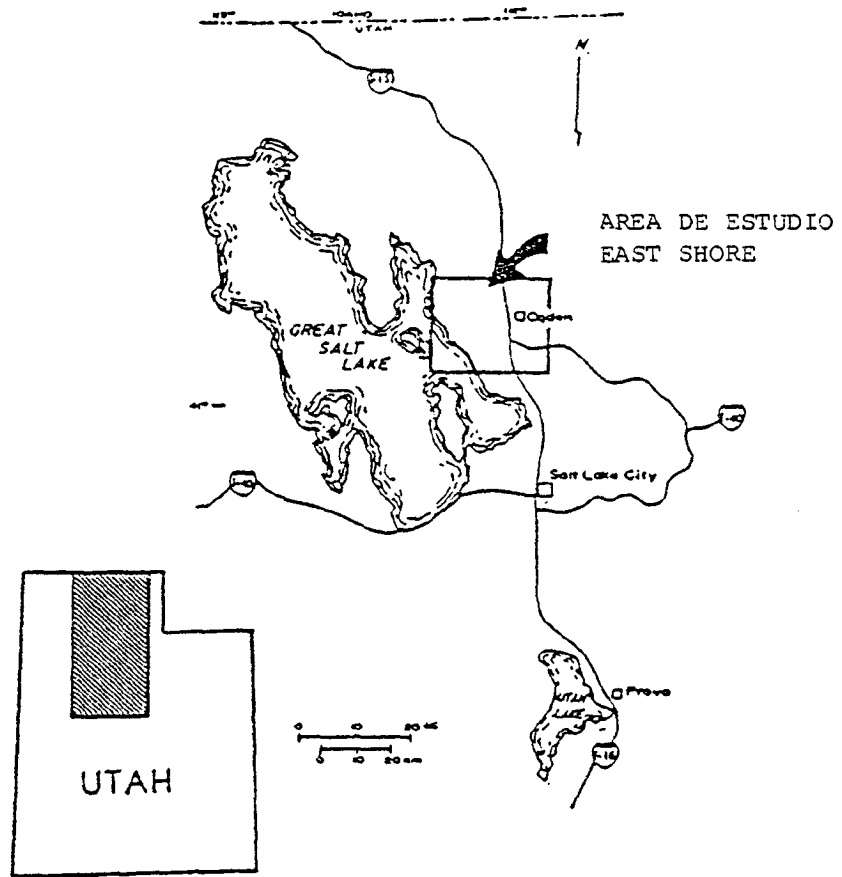
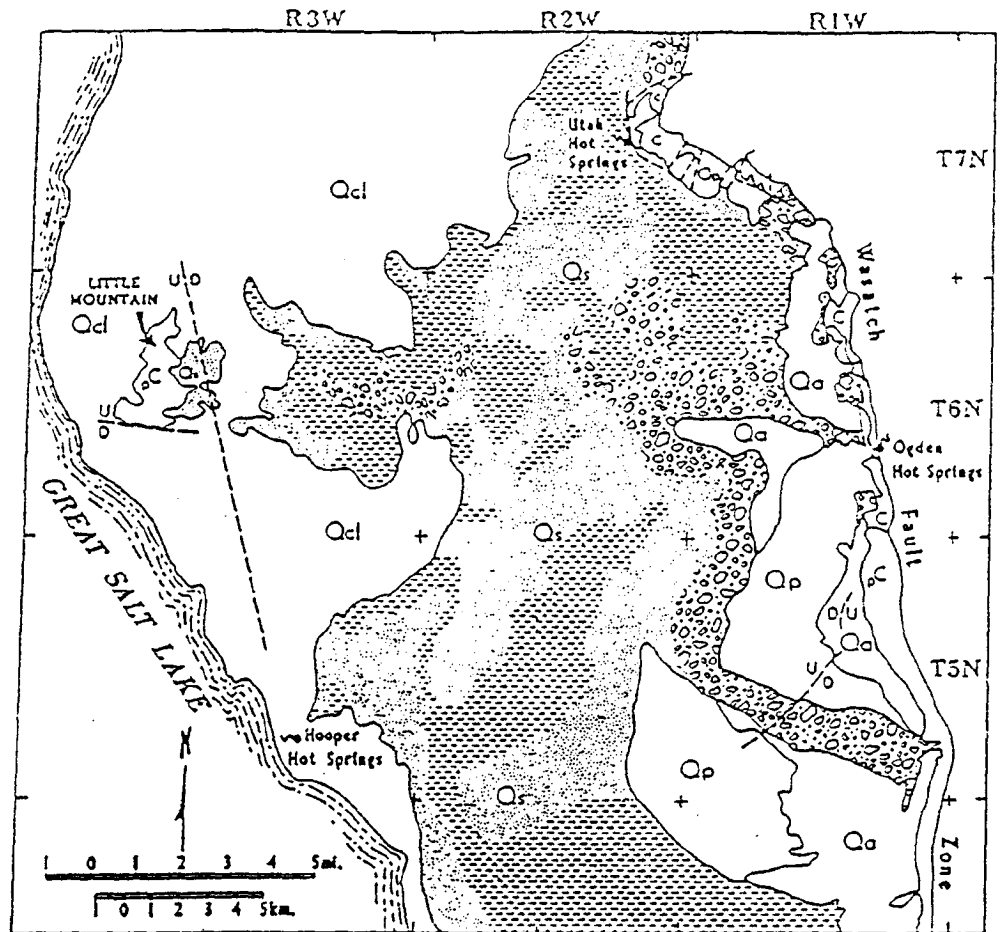


FIGURA 7.3. RELACION EXPERIMENTAL ENTRE LA FRACCIONACION ISOTOPICA Y LA TEMPERATURA EN ESTADO DE EQUILIBRIO.



MAPA DE SITUACION

FIGURA 7.4. MAPA DE SITUACION DE EAST SHORE.
(Cole, 1982).



LEYENDA

Qcl	}	Qp	Formación Provo	}	PLEISTOCENO
Arcilla y lodo con sal		Qa	Formación Alpine		
C			Cámbrico		
			Calizas y Cuarcitas		
pC			Precámbrico		
			Filitas, Neisès, Esquistos, Tills		
			Fuente Termal		
			Falla		

FIGURA 7.5. MAPA GEOLOGICO DE EAST SHORE, UTAH.
 (Modificado a partir de Feth et al., 1966; en Cole, 1982).

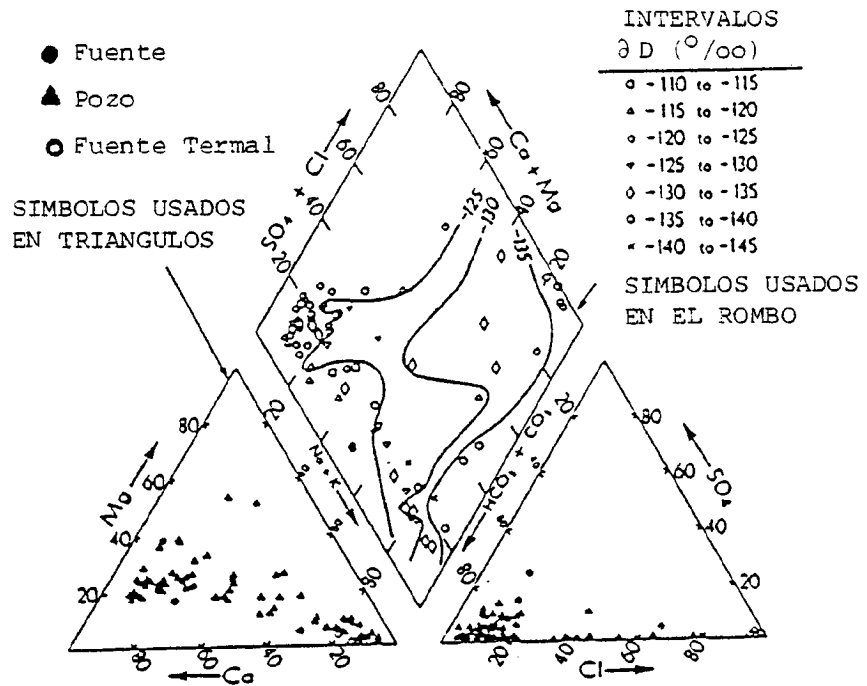
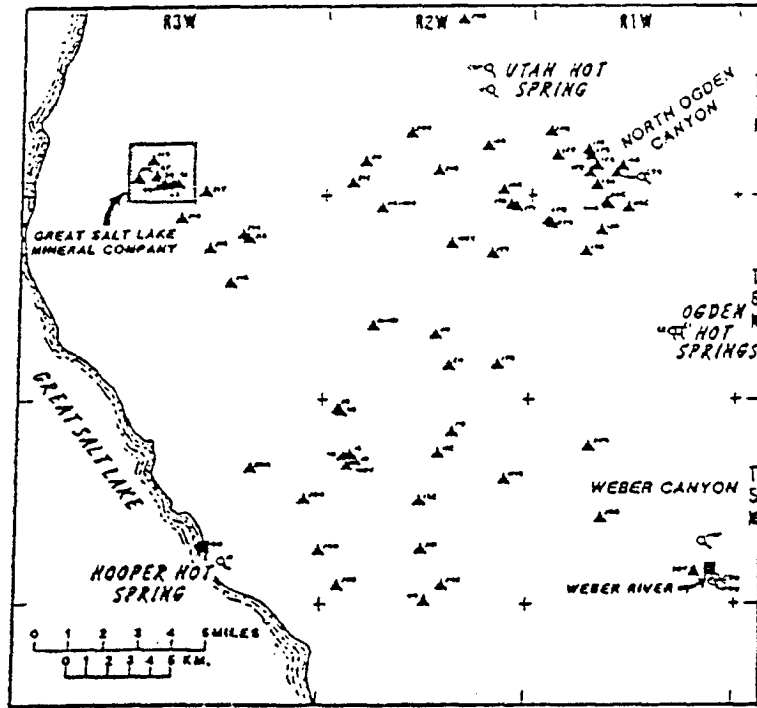


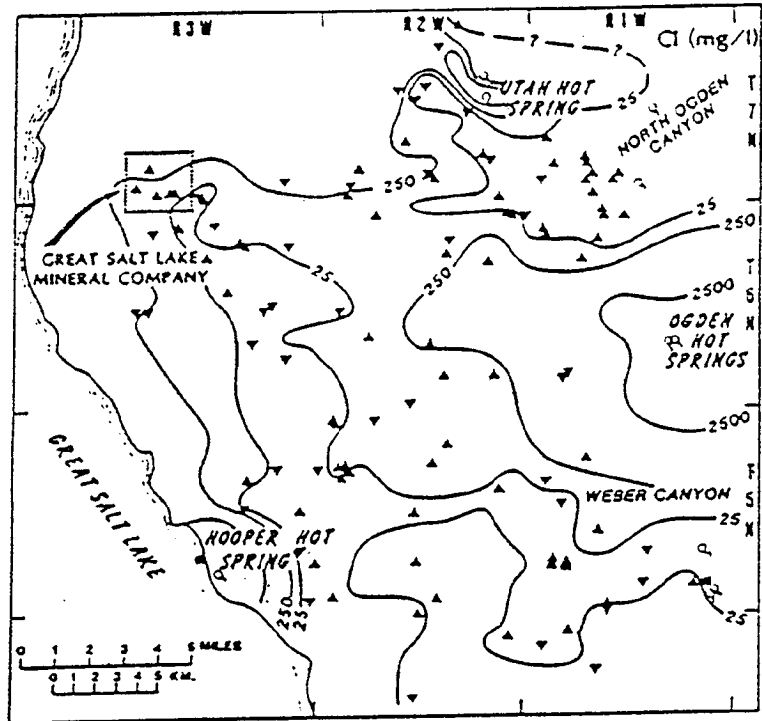
FIGURA 7.6. COMPOSICION QUIMICA Y VALORES δD DE LAS AGUAS DE EAST SHORE. (Cole, 1982)



LEYENDA

- Fuente
- ▲ Pozo
- Río o Lago

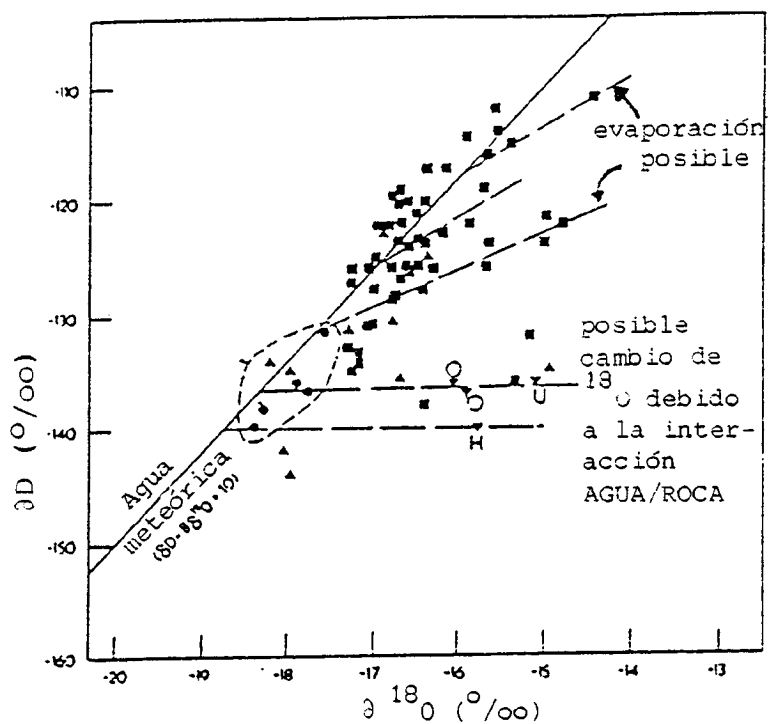
FIGURA 7.7. SITUACION DE LAS MUESTRAS EAST SHORE. (Cole, 1982)



LEYENDA

- Fuente
- ▲ Pozo 1979-81
- Río o Lago
- ▼ Pozo (muestreado antes de 1979)

FIGURA 7.8. DISTRIBUCION DE CL. CURVAS DE ISOCONCENTRACION EN 25, 250 Y 2500 mg/l. (Cole, 1982).



LEYENDA

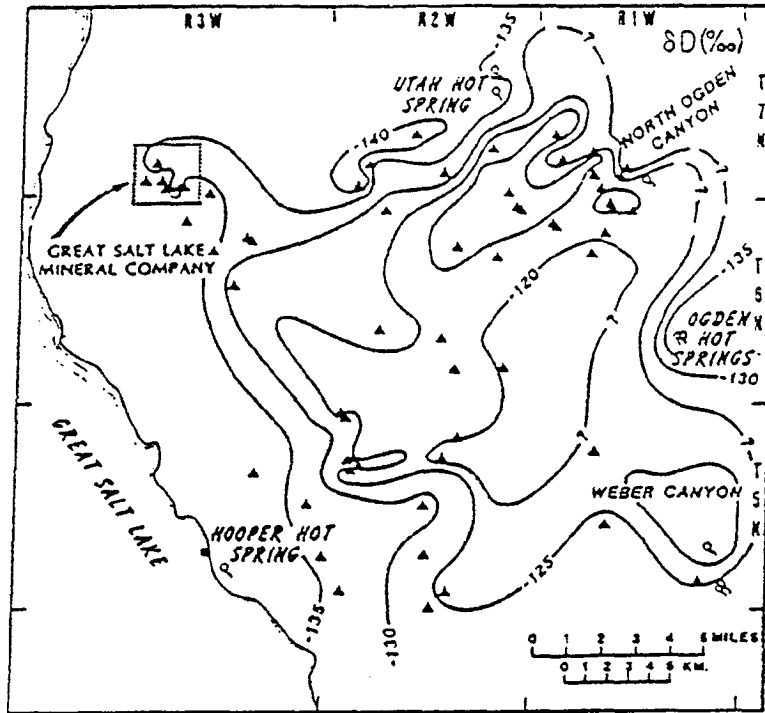
FUENTES TERMALES

- O ODGEN
- H HOOPER
- U UTAH

INTERVALO DE TEMPERATURA (°C)

- 10° - 20°
- ▲ 20° - 30°
- 30° - 40°
- ◆ 40° - 50°
- ▼ 50° - 60°

FIGURA 7.9. RELACION DE VALORES $\delta D/\delta^{18}O$ EN AGUAS DE LOS POZOS DE GREAT SALT MINERAL CO. (Cole, 1982).



LEYENDA

- Fuente
- ▲ Pozo 1979-81
- Río o Lago
- ▼ Pozo (muestreado antes de 1979)

FIGURA 7.10. DISTRIBUCION DE δD . CURVAS DE VALORES EN -125, -130, -135 Y -140 ‰. (Cole, 1982).

INCREMENTO GRADUAL (Temperatura Pozos Superficiales)

INCREMENTO GRADUAL (cloruro/bicarbonato)

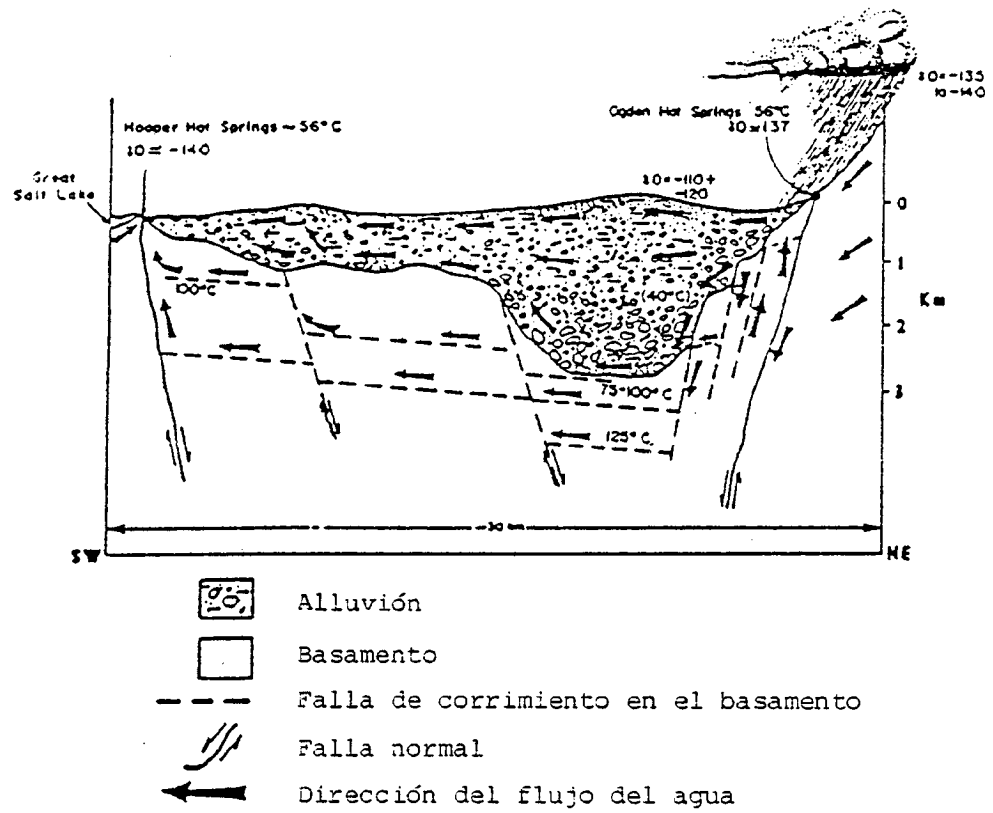


FIGURA 7.11. ESQUEMA DEL MODELO HIDROGEOLOGICO (Cole, 1982).

TABLA 7.1

AGUAS DE POZOS Y FUENTES DE EAST SHORE

Muestra No.	Tipo (a)	Fecha	T (°C)	Cl (mg/l)	$\delta^{18}O$ (SMOW) (b)	δD (SMOW) (b)
G1	W	7-03-80	35	152	-17.9	-136
G3	W	7-03-80	29	31	-13.3	-134
G4	W	7-03-80	27	-	-13.0	-135
G5	W	7-03-80	31	65	-18.5	-139
G7	W	7-03-80	34	-	-18.4	-140
G15	W	7-03-80	39	376	-17.6	-132
GPC	W	7-03-80	34	170	-17.6	-137
OB	L	7-03-80	24	20,350	-8.7	-97
OBG	W	7-03-80	19	29	-16.4	-138
132	W	7-18-80	19	19	-17.1	-131
E1	S	6-24-80	56	4,930	-16.1	-136
E2	S	6-24-80	57	4,980	-15.9	-137
CSP	S	6-24-80	21	219	-15.0	-134
U	S	6-24-80	58	12,850	-15.1	-136
H	S	7-03-80	56	4,640	-15.8	-140
PD-1	W	7-18-80	17	92	-14.8	-122
EH-1	W	7-18-80	19	26	-16.5	-124
OD-1	W	7-18-80	19	369	-16.6	-124
M-101	W	7-18-80	19	68	-17.0	-128
173	W	10-14-80	11	8	-16.7	-122
165	W	10-14-80	13	8	-15.2	-131
176	W	10-14-80	16	20	-16.8	-119
175	W	10-14-80	12	12	-16.9	-118
174	W	10-14-80	13	10	-16.3	-126
155	W	10-14-80	14	22	-17.0	-125
134	W	10-07-80	13	6	-16.9	-122
135	W	10-07-80	13	17	-17.0	-122
95C	W	10-07-80	12	12	-16.7	-120
136	W	10-07-80	14	60	-14.4	-111
94C	W	10-07-80	11	11	-16.9	-120
172	W	10-14-80	11	7	-16.2	-123
177	W	10-14-80	13	13	-16.8	-126
94B	W	10-14-80	-	9	-16.5	-120
97D	W	10-09-80	15	6	-16.7	-124
97B	W	10-09-80	13	7	-16.4	-124
169	W	10-09-80	21	8	-17.0	-122
171	W	10-09-80	12	28	-15.4	-115
170	W	10-09-80	13	26	-15.7	-116
148	W	10-09-80	18	7	-16.5	-117
178	W	10-22-80	13	220	-15.7	-119
180T	W	10-22-80	-	195	-16.2	-117
99-100	W	10-22-80	15	29	-17.5	-126
179	W	10-22-80	13	524	-15.0	-124
85	W	10-23-80	16	20	-16.8	-120

TABLA 7.1 (Cont.)

Muestra No.	Tipo (a)	Fecha	T (°C)	Cl (mg/l)	$\delta^{18}O$ (SMOW) (b)	δD (SMOW) (b)
16E	W	10-23-80	22	30	-16.4	-125
180E	W	10-23-80	17	19	-16.6	-121
181	W	10-23-80	16	21	-16.7	-127
131	W	10-23-80	19	28	-17.1	-126
86	W	10-23-80	15	18	-16.8	-129
182	W	10-23-80	14	62	-15.7	-112
HSP	S	10-27-80	12	19	-15.7	-112
CTF	S	10-27-80	10	14	-15.6	-114
W9	W	10-27-80	15	23	-16.6	-125
CSW	W	10-27-80	11	9	-16.4	-123
PSW	S	10-27-80	12	19	-17.4	-126
216	W	6-19-81	19	22	-17.3	-123
215	W	6-19-81	19	22	-17.2	-134
217	W	6-19-81	20	23	-16.7	-136
214	W	6-19-81	20	25	-17.4	-132
213	W	6-19-81	19	23	-17.0	-131
218	W	6-19-81	21	24	-18.1	-128
200	W	5-28-81	17	17	-17.9	-133
201	W	5-28-81	13	75	-15.7	-126
204	W	5-28-81	17	17	-17.5	-133
212	W	6-12-81	22	67	-18.1	-145
207	W	6-04-81	13	38	-15.7	-123
206	W	6-04-81	13	48	-15.4	-136
209	W	6-11-81	23	40	-18.1	-143
210	W	6-11-81	22	86	-16.8	-132
205	W	6-04-81	19	12	-14.9	-121

(a) Tipo de Agua; W = pozo, S= fuente, L= Lago

(b) Datos de isótopos en ‰

VIII. OTROS INDICADORES DE ACTIVIDAD GEOTERMICA

Las investigaciones geoquímicas de los suelos y rocas alteradas geotérmicamente, pueden con frecuencia suplementar los datos obtenidos a través de medidas directas (por ejemplo, las medidas de temperatura y gradiente térmico) o de la evaluación de los geotermómetros fluidos. Este tipo de información suplementaria es a menudo precisa. Durante los estados iniciales de la evaluación se dispone, generalmente, de muy poca información sobre las características del subsuelo del campo geotérmico. En las fases posteriores de perforación, puede que los pozos no consigan interceptar fluidos o que los fluidos producidos estén contaminados o diluidos en tal medida que no sea posible discernir las características de las temperaturas iniciales del sistema geotérmico. Se pueden también encontrar problemas de tipo similar durante la perforación de pozos profundos de exploración o de ensayos de producción.

A partir de los testigos de los sondeos se puede obtener, a menudo a un coste adicional razonable, información química y mineralógica. A partir de esta información, se pueden determinar valores de temperatura, tamaño, forma, así como permeabilidad y quimismo de los fluidos, del sistema geotérmico. En esta sección se discuten los estudios de elementos mayores, traza y mineralógicos, para su aplicación en diferentes ambientes geotérmicos.

VIII.1 Minerales de Alteración

Frecuentemente los sistemas geotérmicos están caracterizados por una paragénesis de minerales hidrotermales, relativamente sencilla. La mayoría de los sistemas están dominados por paragénesis minerales, que consisten principalmente en silicatos laminares, cuarzo, carbonato y feldespato. En la Tabla 8.1 se presenta la mineralogía típica de algunos de los sistemas geotérmicos mejor estudiados. Browne (1968) llegó a la conclusión que la distribución de estas paragénesis viene controlada por seis factores: temperatura, química de los fluidos, presión, permeabilidad, tipo de roca y tiempo. Aunque es generalmente difícil separar los efectos de cada uno de estos

factores de forma individual, la temperatura y en un grado inferior la química del fluido y la permeabilidad parecen ser los más relevantes.

VIII.1.1 Depósitos Relacionados con Procesos de Enfriamiento.

La deposición de minerales puede ocurrir como resultado de un proceso de enfriamiento, calentamiento o ebullición. El enfriamiento de las salmueras termales puede tener lugar por conductividad, por procesos de mezcla con fluidos de temperatura inferior, o como consecuencia de procesos de ebullición. El enfriamiento de los fluidos geotérmicos, típicamente conduce a la precipitación de sílice, silicatos, óxidos y sulfuros. En la Figura 8.1 se muestra el rango general de temperaturas de los silicatos y minerales silicatados más frecuentes, encontrados en los sistemas geotérmicos activos. En general, se pueden delinear tres temperaturas distintas:

- (a) una zona de temperatura baja, inferior a aproximadamente 200°C dominada por la esmectita y una mezcla de arcillas laminadas,
- (b) una zona de temperatura entre 200 y 300°C caracterizada por la aparición de epidota, illita y clorita, y
- (c) una zona de alta temperatura, por encima de los 300°C, en la cual la paragénesis típica consiste en anfíboles, piroxenos, biotita y granate.

La química y la estructura de los minerales arcillosos de los sistemas geotérmicos, ha sido muy bien documentada por Browne y Ellis (1970), Steiner (1977), McDowell y Elders (1980), y Seki et al. (1983), entre otros. McDowell y Elders (1980) proporcionan una descripción detallada de los cambios químicos de los silicatos laminares durante la alteración en el campo geotérmico Salton Sea del Imperial Valley de USA.

Los silicatos laminares de esmectita e illita o clorita, están ampliamente distribuidos en las zonas de baja temperatura. En estas zonas

pueden estar presentes, tanto de una forma interestratificada ordenada, como con una distribución aleatoria. Las relaciones entre los minerales silicatados descritas por Seki et al. (1983) para el sistema geotérmico Onikobe, Japón, parecen ser representativos en muchos aspectos. El área geotérmica de Onikobe está localizada en el norte de Honshu. Este campo está asociado a una caldera, de aproximadamente 10 km de diámetro, compuesta de lavas andesíticas y dacíticas, así como de tobas. Se han encontrado temperaturas de hasta 240°C a profundidades de 1.150 m.

Los minerales de arcillas de Onikobe están fuertemente zonados con respecto a la temperatura y profundidad. A profundidades relativamente pequeñas, por encima de 200 m, se incluyen entre los minerales arcillosos la esmectita (rica en Mg y Ca), esmectita alcalina (Na y K) y la caolinita. A temperaturas mayores, las arcillas dominantes están interestratificadas, siendo las más frecuentes la clorita/esmectita y la clorita. También están presentes la illita/esmectita y la illita, pero son aquí menos abundantes que en otros ambientes volcánicos más silíceos, por ejemplo, en Nueva Zelanda. En dicha zona Steiner (1968) demostró que la secuencia general de los minerales de alteración es: vidrio volcánico silíceo - esmectita cálcica - illita/esmectita - illita. Steiner argumentó que el factor más importante en el control de la formación de la illita es un porcentaje elevado de K/H y un porcentaje bajo de Na/K en el fluido geotérmico. Estudios químicos y de rayos X en los campos de Nueva Zelanda y Japón, indicaron que la componente esmectita de los minerales interestratificados illita/esmectita y clorita/esmectita, disminuía con la profundidad, hasta temperaturas próximas a los 220°C, donde la clorita y la illita empezaban a ser los minerales arcillosos típicos. Perry y Hower (1970) observaron una situación similar de incremento de la componente illítica en las arcillas mezcladas laminadas de los sedimentos del Golfo de Méjico. Por ejemplo, en las pizarras oligocenas de la costa del Golfo de Tejas, la proporción de illita incrementa desde un 20% a 1.250 m hasta un 80% a 3.700 m (Howers et al., 1976). El límite de temperatura inferior para la utilización de la esmectita parece tener lugar a temperaturas por encima de aproximadamente 60°C (Morton, 1984). Esta transformación de esmectita a illita puede ser extremadamente rápida y puede tener lugar en

algunos ambientes, tales como en los lagos del este de Africa, que contienen aguas con baja salinidad y relativamente ricas en las proporciones K/Na (Singer y Stoffers, 1980).

A temperaturas por debajo de aproximadamente 225°C, los minerales secundarios más comunes asociados con aguas con pH prácticamente neutro, también incluyen el cuarzo, el feldespato potásico, la albita, la esfena, la pirita y las ceolitas. Aunque los minerales anteriormente mencionados cristalizan en un rango bastante amplio de temperaturas, las temperaturas mínimas para la formación de feldespatos y esfenas parecen estar próximas a los 150°C. Por el contrario, las asociaciones minerales producidas por aguas ácidas de baja temperatura incluyen la sílice amorfa, alunita, caolinita, y dickita. A temperaturas más altas, los minerales producidos por aguas que contienen acidez de sulfatos por la oxidación o contacto con sulfuro, incluyen caolinita, alunita, dickita y pirofilita. Sin embargo, el pH de esas aguas puede no ser muy inferior a 5 (Ellis, 1979). La alteración ácida de baja temperatura es característica de los procesos de ebullición próximos a la superficie.

Las asociaciones minerales típicas de los regímenes de temperatura intermedia consisten típicamente de varias mezclas de cuarzo, albita, feldespato potásico, epidota, clorita, ilita, esfena, pirita y sulfuros de metales base, y menos frecuentemente, wairakita y prehnita.

La información química de los minerales calcosilicatados, epidota, wairakita, prehnita, esfena y feldespato potásico, vienen resumidas en la publicación de Bird et al. (1984). La información que dichos autores han obtenido de Cerro Prieto, Méjico, es representativa de otros muchos sistemas geotérmicos, e indica que mientras que las composiciones de wairakita, esfena y feldespato potásico, son generalmente homogéneas y prácticamente ideales, tanto la epidota como la prehnita son composicionalmente variables. Aunque en la mayoría de los sistemas geotérmicos la composición de la epidota no puede correlacionarse directamente con la temperatura, en la zona de Cerro Prieto la relación composición de epidota profundidad, parece estar relacionada a reacciones que incluyen la formación de otras fases. En las rocas que contienen calcita y wairakita, la fracción

molar de pistacita es habitualmente menor que 0,20. La epidota coexistente con la prehnita, a las temperaturas más elevadas, tiene una fracción molar de pistacita ligeramente mayor que 0,20, mientras que la epidota asociada con la biotita de primera generación (aproximadamente 320°C) tiene un contenido mayor en hierro.

La aparición de la epidota, puede estar fuertemente influenciada por el contenido en CO₂ del fluido y en algunos sistemas con altas presiones de CO₂, la epidota puede llegar a estar ausente.

Los efectos del CO₂ están bien ilustrados por la distribución de la epidota (y la wairakita) en los campos de Nueva Zelanda en Broadlands y Wairaki (Browne y Ellis, 1970). En Broadlands, donde la molaridad del CO₂ es 0,15, las asociaciones minerales típicas consisten en mica potásica, feldespato potásico y calcita. Por el contrario, la asociación mineral característica de Wairaki es la epidota, wairakita y feldespato potásico. Esta asociación mineral refleja una molaridad de CO₂ inferior de los fluidos de Wairaki (0,01).

Los sistemas geotérmicos con temperaturas superiores a los 300°C son relativamente poco frecuentes. Los minerales secundarios en estos sistemas, incluyen los ortosilicatos, silicatos de cadena y silicatos de anillos, los cuales no están presentes en campos con temperaturas inferiores. Entre estos silicatos se incluyen el granate, actinolita, tremolita y diopsido. Las características químicas de estos minerales han sido revisadas ampliamente por Bird et al. (1984).

En algunos sistemas geotérmicos con temperaturas extremadamente altas, tales como Salton Sea, donde se midieron temperaturas próximas a los 360°C (McDowell y Elders, 1980), se han encontrado talco, asociado en algunos lugares con saponita y biotita. Estos minerales están solamente presentes en las partes más profundas del campo, a temperaturas por encima de los 325°C. La asociación característica de minerales por encima de esta temperatura, incluye la biotita, cuarzo, epidota, feldespato potásico, albita, talco, pirita, vermiculita y esfena. También hay trazas de clorita a aproximadamente 360°C, mientras que el granate se presenta solamente por encima de dicha temperatura. Modelos de zonación similares son

generalmente típicos de otros sistemas de alta temperatura tales como los de Larderello en Italia, Cerro Prieto en Méjico, y los campos de alta temperatura de Islandia (Bird et al., 1984).

Como era de esperar, la distribución de ceolitas y minerales sulfurados es también función de la temperatura. En la Figura 8.2 se muestra la distribución de ceolitas característica de las rocas basálticas que aparecen en los sistemas de baja temperatura de Islandia. Kristmannsdottir (1976) reconoció cuatro zonas principales caracterizadas por la aparición sucesiva de chabasita (Zona I), mesolita (Zona II), estilbita (Zona III) y laumontita (Zona IV).

En contraste con las ceolitas características de los terrenos máficos, las ceolitas que aparecen en las riolitas alteradas a bajas temperaturas, son fases típicamente más ricas en silicatos tales como "mordenite" y "clinoptilolite" (por ejemplo, en Yellowstone, Wyoming, USA, Keith y Muffler, 1977; Barger y Beeson, 1984).

Los sulfuros minerales encontrados en los sistemas geotérmicos activos, consisten principalmente en piritita, esfalerita, galena, pirrotita, y en menos grado marcasita, cubanita y arsenopiritita.

Las relaciones entre algunos de los sulfuros minerales que aparecen en el sistema geotérmico Salton Sea en California y las medidas de temperaturas, han sido resumidas por McKibben (1981). Dicha información se presenta en la Figura 8.3. Sin embargo, la cubanita es un mineral relativamente raro en otros sistemas geotérmicos activos. A pesar de que los sulfuros son frecuentes en muchos de los sistemas geotérmicos de alta temperatura, el uso de pares de sulfuros minerales, tales como calcopiritita + pirrotita como geotermómetros, requiere que se demuestre el equilibrio entre las dos fases. Esto es frecuentemente muy difícil de probar. Similarmente, todavía no se ha demostrado una relación clara entre la distribución de los sulfuros de metales base y la temperatura, roca encajante o la profundidad en ningún sistema. Sin embargo, la información disponible sugiere que la formación de esfalerita no ha sucedido probablemente a temperaturas muy por debajo de los 200°C.

VIII.1.2 Depósitos Relacionados con Procesos de Calentamiento.

Aunque la solubilidad de la mayoría de los minerales disminuye proporcionalmente a la disminución de la temperatura, la solubilidad de los minerales sulfatados y carbonatos, generalmente incrementa cuando disminuye la temperatura. Por tanto, estos minerales es frecuente que precipiten en las márgenes de los sistemas geotérmicos activos, donde tiene lugar el calentamiento de las aguas no termales. Es por esto que White et al. (1971), entre otros autores, sugieren que la deposición de sulfatos y carbonatos en las márgenes de los sistemas geotérmicos de fase líquida dominante, puede, en última instancia, reducir las permeabilidades de las zonas donde la recarga del sistema puede ser severamente retardada. Bajo estas condiciones, la descarga puede exceder a la recarga, dando lugar a la formación de un sistema de vapor dominante.

Los sulfatos y carbonatos más comunes incluyen la calcita, dolomita y anhidrita, aunque también han sido identificados una gran variedad de otros minerales en estos grupos. Por ejemplo, Barger y Keith (1984) reconocieron la presencia de aragonito, calcita, ankerita-dolomita, magnesita y siderita en las rocas volcanoclásticas y volcánicas alteradas a 932 m de profundidad en un pozo perforado en la caldera de Newberry Volcano, en Oregón. Dichos autores también proporcionaron información química y petrográfica detallada sobre las distintas fases de alteración.

Tanto los minerales sulfatados como carbonatados aparecen a lo largo de un rango de temperaturas relativamente amplio (por ejemplo, ver la calcita en la Figura 8.1) y, de esta forma, ninguno de estos grupos parece tener un potencial importante como minerales geotérmicos.

VIII.1.3 Depósitos Relacionados con Procesos de Ebullición.

La ebullición parece ser un fenómeno común en los sistemas geotérmicos activos, y hay abundante evidencia que indica que dicho fenómeno tiene lugar, tanto cerca de la superficie, como en

profundidad. El efecto de la ebullición sobre el quimismo de los fluidos y la deposición de minerales es sin embargo bastante complejo. Una discusión detallada sobre los efectos de la ebullición ha sido recientemente presentada por Drummond y Ohmoto (1985).

La ebullición puede afectar la deposición de minerales en muy distintas maneras. El agua caliente ascendente que ebulliciona a profundidades relativamente pequeñas puede dar lugar a la formación de fumarolas y de asociaciones minerales típicas en condiciones de pH bajo. En la Figura 8.4 se muestra esquemáticamente la formación de rocas ácidas alteradas, asociadas con procesos de ebullición próximos a la superficie. En esta figura se muestra que el proceso dominante es la percolación en profundidad de aguas ácidas. Dichas aguas son producidas en la superficie por la oxidación de SH_2 en condensación para formar ácido sulfúrico. La alteración ácida se extiende en profundidad hasta el nivel freático, donde los fluidos son neutralizados y parcialmente reducidos.

Las rocas alteradas ácidamente, se encuentran en muchos campos geotérmicos y consisten, fundamentalmente, en un residuo silíceo compuesto de ópalo acompañado por alunita, caolinita y montmorillonita con trazas de marcasita, azufre nativo y cinabrio. La alteración de sulfatos ácidos en el campo geotérmico Roosevelt Hot Springs en Utah, es muy típica y su formación ha sido descrita por Parry et al. (1980). Estos autores reconocieron dos zonas de alteración - una zona superior caracterizada por la alunita y el ópalo, la cual se formó a partir de fluidos con pH inferior a 3,5 y una zona inferior caracterizada por alunita, caolinita, y montmorillonita, formada a partir de fluidos con un pH inferior a 4,9.

Los procesos de ebullición en profundidad por debajo del nivel freático, pueden conducir a la formación de brechas hidrotermales y minerales bandeados en venas. Como se ha descrito anteriormente, los efectos más importantes de la ebullición son la exolución de gases ácidos CO_2 y H_2 , los cuales causan un incremento en el pH del fluido, un cambio en el estado de oxidación del fluido, y la desestabilización de los complejos sulfurosos. Drummond y Ohmoto (1985) llegaron a la conclusión de que estos cambios dan lugar a la

precipitación sucesiva de óxidos (Fe_3O_4), sulfuros (SZn, SAg), metales nativos (Ag, Au), carbonatos (CO_3Ca), y otros sulfuros y sulfatos. El cuarzo (depositado como resultado de un incremento en la concentración de sílice o una disminución de la temperatura) y el carbonato, pueden ser las gangas dominantes. Dado que la mayoría de los fluidos geotérmicos están en equilibrio con feldespato potásico y mica potásica en profundidad, los cambios en el pH producidos por la ebullición, pueden variar la estabilidad del campo de los fluidos hacia el campo del feldespato potásico, dando lugar a la deposición de venas de adularia.

La condensación de gases y vapores provenientes de la ebullición de los fluidos, en los fluidos suprayacentes (que no están en ebullición), pueden dar lugar tanto al calentamiento como a la disminución del pH de estas aguas subterráneas. Browne y Ellis (1970) mostraron que dicho calentamiento por vapor puede conducir a la precipitación de albita o mica potásica.

VIII.1.4 Conclusiones.

Estudios mineralógicos recientes de los sistemas geotérmicos, han confirmado el importante papel, no solamente de la temperatura, sino también del quimismo de los fluidos y de la permeabilidad en la formación de las asociaciones de minerales secundarios. La importante dependencia de la temperatura de muchos minerales, sin embargo, les constituye en unos geotermómetros ideales. Los efectos de otros factores, incluyendo la presión, el tipo de roca y el tiempo de permanencia, aunque sin dejar de ser importantes, parecen ser menos significativos. A pesar de la amplia variación de tipos rocosos encontrados en los sistemas termales activos, muchos de estos sistemas muestran asociaciones minerales muy similares.

VIII.2 Distribución de Elementos Mayores y Traza en las Zonas de Alteración de los Sistemas Geotérmicos

Los análisis químicos de las rocas alteradas geotérmicamente, indican que la mayoría de los elementos mayores y menores han sido lixiviados, transportados y depositados durante el proceso de alteración. Además, ciertos estudios geoquímicos de detalle, muestran que muchos de los elementos traza y elementos mayores están zonados con respecto a la temperatura y que sus distribuciones se pueden utilizar para obtener información sobre la distribución de los canales de los fluidos en las rocas del yacimiento y sobre la historia térmica del sistema. Esta información se puede utilizar para desarrollar la geometría del campo geotérmico, la cual es crucial para definir el programa de perforación.

VIII.2.1 Distribución de Elementos Traza.

Ewers y Keays, publicaron en 1977 el primer estudio completo sobre la distribución de elementos traza en un sistema geotérmico activo. Su trabajo, basado principalmente en el quimismo de los depósitos de las fuentes termales, los elementos precipitados en los sondeos y muestras de rocas geoquímicamente alteradas provenientes de dos perforaciones en el campo geotérmico Broadlands de Nueva Zelanda, documentó la existencia de una zonación metalífera caracterizada por enriquecimientos de As, Sb, Au y Tl en las partes próximas a la superficie del campo y mayores concentraciones de Ag, Se, Te, Bi, Pb, Zn, Cu y Co en profundidad (Figura 8.5).

Este trabajo inicial ha sido sustancialmente ampliado por estudios más recientes realizados por Moore et al. (1983) y Christensen et al. (1984). Moore et al. (1983) examinó las distribuciones de los elementos trazas en los fluidos y rocas alteradas geotérmicamente del sistema geotérmico Meager Mountain en el oeste del Canadá. En dicho estudio, se observa que los precipitados que se producen durante las descargas de fluidos de los sondeos y fuentes y las rocas alteradas provenientes de las zonas profundas, proporcionan una visión de la movilidad de los elementos traza en tres diferentes niveles dentro del sistema.

Los precipitados de las descargas de los fluidos provenientes de los ensayos de producción, proporcionan una visión de los niveles más profundos. Aunque la composición de los precipitados de descarga es altamente variable, los análisis químicos indican que existen cantidades importantes de Ag, Cu, Ni, y Zn para producir una cierta precipitación. Los contenidos en zinc son superiores a 130 ppm y los de Ag llegan hasta 115 ppm (Tabla 8.2).

Los diques alterados provenientes de las partes de alta temperatura del sistema geotérmico, contienen concentraciones anómalas de Zn, y en algunos lugares de Pb, además de As y Hg. En la Figura 8.6 se observa que dichos elementos presentan una cierta zonación con respecto a la anomalía geotérmica. Los enriquecimientos de metales traza están restringidos a los diques. Los diques caracterizados por enriquecimiento en Hg + Zn + As están presentes solamente en las partes con las temperaturas mayores de la anomalía geotérmica, mientras que los diques enriquecidos en Hg + Zn aparecen de alguna forma en lugares con temperaturas inferiores.

La alteración hidrotermal de los diques cortados en dichos sondeos es localmente muy intensa y ha dado lugar a la formación de estratificaciones mezcladas de illita-esmectita, esmectita, clorita y calcita, y a la deposición de venas que contienen cuarzo, calcita y magnetita. La presencia de esmectita en estas rocas sugiere que las temperaturas de alteración no fueron probablemente muy superiores a los 200°C. Esta información indica que el Hg tiene una clara correlación con ambos Zn y As, mientras que el As solamente se correlaciona de una forma débil con el Zn. Los sulfuros de metales básicos no aparecen en estas rocas. La información disponible indica que el Zn está asociado con carbonatos, mientras que el As está asociado con óxidos de hierro.

En los fluidos de descarga de uno de los pozos (74-H-1) localizado en el borde sureste del campo, se observa que existen los elementos disponibles para la formación de depósitos a niveles intermedios en el sistema geotérmico. El análisis químico de dichos depósitos viene indicado en la Tabla 8.2. Los resultados más sobresalientes de dicho análisis, son las altas concentraciones de Sr, As y Bi, y la

existencia de trazas de Zn. En otras muestras se han encontrado contenidos en As de hasta 9.000 ppm, en Zn de hasta 60 ppm, y en Pb de hasta 25 ppm.

La parte superior del sistema está representada por los precipitados provenientes de las fuentes termales. Los análisis químicos de los depósitos de travertino (Tabla 8.2) están caracterizados por una concentración muy débil de Zn, Hg, y altos contenidos en Bi. La ausencia de otros elementos base y móviles, sugiere que las temperaturas de los fluidos nunca han sido lo suficientemente altas para lixiviar dichos elementos de las rocas.

Christensen et al. (1983) investigó en el campo geotérmico Roosevelt Hot Springs, de Utah, las relaciones existentes entre la temperatura y la distribución de los elementos más móviles, Hg, As y Sb. En este estudio se analizaron en detalle tres pozos, los cuales proporcionan una sección bastante ilustrativa del campo geotérmico desde su interior hasta su margen suroriental (Figura 8.7). Dichos pozos fueron los 14-2 y 72-16, productivos, y el 52-21 que corresponde a un pozo seco. Las rocas atravesadas por estos pozos fueron granitos terciarios y gneises precámbricos.

En la Figura 8.8 se muestra la distribución del Hg en el campo geotérmico Roosevelt Hot Springs. Los valores superiores a 20 ppb definen una envolvente bastante amplia de la parte superior del campo geotérmico, la cual corresponde a la distribución de temperaturas de las rocas del yacimiento. La base de dicha envolvente vienen marcada por la isoterma de 215°C. Esta información sugiere que el Hg pudiera haber sido lixiviado de rocas a elevadas temperaturas y redepositado en zonas de menor temperatura.

Christensen et al. (1983), investigaron la movilidad del Hg y sus lugares de deposición, midiendo las pérdidas progresivas de Hg en muestras calentadas al aire. Se ha demostrado que la temperatura de liberación del mercurio es característica de los distintos compuestos de mercurio. Por ejemplo, el mercurio absorbido se moviliza a temperaturas por debajo de los 100°C, en los minerales silicatados la temperatura de liberación del mercurio está aproximadamente

alrededor de los 150°C, del cinabrio el mercurio se libera a temperaturas por encima de los 250°C y en caso de la pirita las temperaturas, generalmente, tienen que ser superiores a los 450°C.

Las curvas de liberación del mercurio de las muestras de roca de Roosevelt Hot Springs, sugieren que dicho elemento aparece en cuatro formas distintas. Las muestras provenientes de las partes superiores de los pozos, liberan mercurio a temperaturas de menos de 150°C. Dicha información sugiere que el mercurio ha sido absorbido por las rocas alteradas. La mayoría del mercurio contenido dentro de las rocas alteradas parece ser mercurio absorbido. El mercurio liberado a temperaturas por encima de los 150°C se encontró en muestras caracterizadas por venas de cuarzo, lo cual sugiere que dicho mercurio pudiera estar contenido en minerales silicatados existentes en dichas muestras. Temperaturas de liberación del mercurio características del cinabrio, solamente se encontraron en dos muestras, una de las cuales provenía de un sedimento aluvial alterado y la otra era una muestra profunda extraída de uno de los pozos. Las temperaturas más altas de liberación del mercurio están asociadas con muestras piritizadas. La liberación de mercurio a temperaturas superiores a los 400°C es consistente con la existencia de Hg en la pirita.

En las dos columnas de la derecha de la Figura 8.9 se muestra la distribución de As y Hg en el pozo productivo 14-2. En dicho pozo, las concentraciones de As existentes entre las profundidades de 274 y 640 m, están asociadas con enriquecimientos de Hg, destrucción de la plagioclasa, óxidos de hierro, y sílice. Esta zona se interpreta como una fractura de fuerte buzamiento que actuó en el pasado como canal de movilización para los fluidos geotérmicos. Solamente en las proximidades de la parte basal de esta zona se encontraron fluidos geotérmicos. Las partes superiores de dicha zona son aparentemente impermeables como resultado de una alteración hidrotermal y deposición de minerales. La parte productiva del pozo 14-2 está situada a una profundidad de 853 m.

El Sb está restringido a las partes superiores del campo, apareciendo en los depósitos de las fuentes termales y como traza (hasta 10

ppm) en aluviones silicificados que alcanzan profundidades de hasta 130 m por debajo de los depósitos silíceos de superficie que constituyen las terrazas.

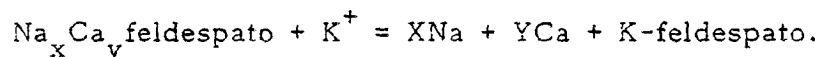
Se considera que la deposición de sílice ocurrió por enfriamiento de los fluidos termales durante su ascenso a través de los depósitos aluviales. Las zonas con mayor grado de silicificación, vienen definidas por concentraciones de As y Hg. Por el contrario, el enriquecimiento de Sb tiene lugar principalmente por encima de dichas zonas; un elemento que refleja la alta solubilidad del Sb en condiciones geotérmicas.

VIII.2.2 Distribución de Elementos Mayores.

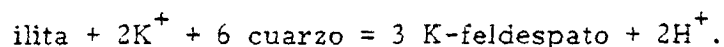
Como era de esperar, las variaciones en los contenidos de los elementos mayores existentes en las rocas geotérmicamente alteradas, se puede correlacionar estrechamente con la distribución de minerales secundarios. Steiner (1978) demostró en Wairaki que en prácticamente todas las rocas alteradas había disminuido el contenido en Ca y Na, mientras que dichas rocas se había enriquecido en Si y K. Además, se observaba una disminución en los contenidos en Al, Fe y Mg, en todas las zonas de alta temperatura. Los enriquecimientos en Si se correlacionan con la deposición de cuarzo, mientras que las pérdidas de Na y Al, y el enriquecimiento en K, parece estar relacionado principalmente a la destrucción de la andesina y a la formación de feldespato potásico. Los contenidos en hierro y magnesio de la arcilla, se pierden durante su destrucción a bajas temperaturas. Moore et al. (información sin publicar) han estudiado los cambios químicos que tienen lugar durante la alteración de los sedimentos por los fluidos geotérmicos del campo geotérmico Salton Sea de California. Dichos autores estudiaron en detalle formaciones de areniscas que tenían inicialmente la misma composición química. Dichas rocas contenían paragénesis consistentes en mezclas de clorita, calcita, feldespato potásico, esfena, feldespato sódico, anhidrita, epidota y hematites especular. En pequeñas cantidades aparecen la pirita, acompañada de esfalerita, galena y calcopirita.

Se pueden reconocer al menos dos regímenes geoquímicos metasomáticos distintos, generalmente separados por la presencia de epidota. Los cambios químicos que tienen lugar a profundidades relativamente pequeñas están relacionados con reacciones que incluyen al feldespato y la calcita. A mayores profundidades, por debajo de la isograda de la epidota, empiezan a ser importantes las reacciones que incluyen a la clorita, cuarzo y hematites. Estas reacciones se describen en los párrafos siguientes.

VIII.2.2.1 Alteraciones de Feldespatos. El feldespato potásico que aparece en las rocas alteradas por encima de la isograda de la epidota en Salton Sea, está asociado con enriquecimientos en K_2O y degradaciones en Na_2O . Hay evidencias texturales abundantes que indican que el feldespato potásico ha reemplazado a la plagioclasa. La reacción entre la plagioclasa y los fluidos ricos en potasio, viene esquemáticamente dada por la expresión (Ellis, 1979):

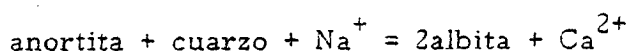


Tanto el feldespato potásico como la plagioclasa, caracterizan las asociaciones de alteración de las partes inferiores del sondeo en dicha zona. Aunque el feldespato potásico aparece en parte como recrecimientos de feldespato detrítico, los datos químicos indican que la aparición de dicho feldespato potásico, no implicaba la adición de importantes cantidades de K^+ procedente de los fluidos. Por tanto, el ión K^+ debería provenir en gran parte de la disolución de feldespatos detríticos. También es posible que algunas cantidades de feldespato potásico puedan provenir de las reacciones relacionadas con la ilita, tal como (Ellis, 1979):



En las rocas con epidota, la plagioclasa es la única fase que presenta el ión Na. El incremento en el contenido de Na_2O sin que haya un incremento paralelo en Al_2O_3 , implica que la plagioclasa es una fase estable en esta parte del sondeo, lo cual sugiere que la albita

se ha formado por conversión de la anortita en plagioclasa según la reacción:



Con la excepción de unas cuantas muestras que contenían barita, la distribución de BaO es paralela a la de H₂O a todo lo largo del sondeo. Concentraciones pequeñas de BaO son típicas de los feldespatos alcalinos y la correlación sugiere que el BaO está contenido dentro del feldespato.

VIII.2.2.2 Distribución de Calcita y Cuarzo. La distribución de la calcita y el cuarzo presenta una estrecha correlación. La calcita, la fase con mayor contenido en calcio, decrece sistemáticamente hasta una profundidad de aproximadamente 825 m, mientras que a profundidades mayores las rocas están caracterizadas por valores pequeños de CaO, en ausencia de calcita, e incrementos en el contenido en SiO₂. Aunque hay muchos factores que afectan a la formación de minerales secundarios, los contenidos de CO₂ y la temperatura de los fluidos son especialmente importantes con respecto a la estabilidad del carbonato. La abundancia de calcita y cuarzo en estos pozos está relacionada con las variaciones en el comportamiento del CO₂ en los fluidos geotérmicos y con las diferencias de los regímenes termales en las rocas perforadas en los sondeos. La disolución de calcita y la precipitación de sílice, tiene lugar como respuesta al enfriamiento del fluido geotérmico. A profundidades relativamente pequeñas, la disolución de calcita puede haber sido afectada principalmente por la presencia de CO₂, proveniente quizá de reacciones que tienen lugar en otras partes del campo geotérmico. A profundidades mayores la disolución de la calcita y la precipitación del cuarzo puede reflejar la incursión de fluidos calientes en un ambiente relativamente frío.

VIII.2.2.3 Distribución de Clorita. Los contenidos de MgO generalmente varían desde niveles próximos a las concentraciones regionales

en las rocas por encima de la isograda de la epidota, hasta concentraciones ligeramente superiores en la mitad inferior del sondeo.

La clorita es la fase dominante en cuanto al contenido en Mg en las rocas alteradas de alta temperatura. La buena correlación existente entre la abundancia de clorita y los contenidos en MgO de las rocas, sugiere que el Mg fue en parte suministrado por las salmueras.

VIII.2.2.4 Distribución de Hematites y Epidota. Al igual que en el caso del MgO, el Fe_2O_3 contenido en las rocas alteradas es superior por debajo de la isograda de la epidota que a menores profundidades. Estos incrementos son correlativos con concentraciones mayores de hematites y epidota.

VIII.2.3 Conclusiones.

La zonación de los elementos mayores y traza puede proporcionar una información sobre la temperatura, tamaño y forma del sistema geotérmico y sobre la distribución de las zonas permeables.

Se ha reconocido cinco asociaciones distintas de enriquecimientos de elementos traza, cada una de las cuales es característica de una combinación particular de condiciones físicas y químicas dentro del sistema geotérmico. Los depósitos geotérmicos no son generalmente continuos, ni tienen unas dimensiones y formas regulares; esto es, dichos yacimientos no forman "zonas" geoquímicas continuas, como las que se encuentran en la mayoría de los depósitos minerales de origen hidrotermal.

Tres de las asociaciones de elementos traza reconocidas, son características de ambientes superficiales o próximos a la superficie. Estas son:

- (1) concentraciones de As, Sb, Be y Hg, asociadas con materiales silíceos en los puntos de descarga de fluidos, zonas de mezclas de fluidos, o en las interfases de ebullición;

(2) depósitos de óxidos de Mn y Fe, que contienen concentraciones de Ba, W, Be, Co, Cu, As, Sb y Hg, formados por la oxidación de salmueras enfriadas; y

(3) concentraciones elevadas de Hg dentro de materiales superficiales, especialmente en las proximidades de las fumarolas.

Dentro del yacimiento geotérmico, las rocas pueden haberse enriquecido en Hg, a temperaturas por debajo de aproximadamente 200°C y en metales base a mayores temperaturas. El Hg puede haberse depositado incluso antes de que se iniciara una apreciable alteración. Los elementos mayores, reflejan la distribución de minerales secundarios. La extensión del enriquecimiento o disminución de dichos elementos puede ser una guía selectiva para determinar el grado de alteración que ha tenido lugar.

VIII.3 Geoquímica de Suelos

La geoquímica de suelos ha sido utilizada en la mayor parte de los sistemas geotérmicos. En aquellas zonas donde los sistemas geotérmicos tienen muy poca expresión superficial, la geoquímica de suelos ha servido para definir de una forma general, los límites del sistema geotérmico. Por otra parte las investigaciones detalladas de suelos se han utilizado para delinear la distribución de zonas de fallas permeables que se extienden hasta la superficie desde los yacimientos geotérmicos.

En general se pueden distinguir los siguientes tipos de investigación geoquímica del suelo:

- (1) determinación de Hg absorbido por el suelo;
- (2) determinación de elementos no volátiles depositados por los fluidos que llegan a la superficie; y
- (3) determinación de gases en los suelos.

En este capítulo se pasa revista a la aplicación de estos métodos con ejemplos de su utilización.

VIII.3.1 Prospección de Mercurio en Suelos.

Son muchos los autores que han determinado la existencia de concentraciones anómalas de Hg en suelos por encima de sistemas geotérmicos activos. Entre los trabajos más relevantes que ilustran las investigaciones de geoquímica de suelos a gran escala sobre una variedad de sistemas geotérmicos, se pueden mencionar las realizadas por Klusman y Landress (1978, 1979) y Varekamp y Busek (1984) en la zona de Long Valley en California; y los realizados por Matlick y Burch (1976) en las zonas de Klamath Falls en Oregón y East Mesa en California. En general, este tipo de estudios indican que las investigaciones del contenido de mercurio en los suelos pueden, sin lugar a dudas, definir amplias áreas con un potencial en cuanto a la existencia de recursos geotérmicos, pero que los resultados son altamente dependientes de las condiciones geológicas locales.

LONG VALLEY, CALIFORNIA

Long Valley es el emplazamiento de un recurso geotérmico de alta temperatura (aproximadamente 200°C) en el centro del estado de California. La zona está caracterizada por fuentes calientes, fumarolas y domos riolíticos de edad reciente. En esta zona se tomaron muestras de suelos, en primer lugar en 1975, y de nuevo en 1982. Los análisis estadísticos de la información obtenida, muestran que hay tres "horizontes" distintos de Hg: un horizonte regional con un valor medio de aproximadamente 10 ppb; un horizonte intermedio con un valor medio de aproximadamente 25 ppb; y, un horizonte superior (valor máximo) con un promedio de aproximadamente 100 ppb. Los dos primeros horizontes se han interpretado como el resultado de un transporte de vapor de Hg por los acuíferos superficiales, mientras que el horizonte máximo se ha interpretado como enriquecimiento, debido al transporte por fluido.

En la Figura 8.10 se muestra la situación de las anomalías definidas en base a los muestreos realizados en 1975 y 1982. De los resultados obtenidos se pueden sacar dos importantes conclusiones; primero, la anomalía del suelo es un elemento transitorio, el cual desaparecerá

una vez que ha desaparecido la fuente de mercurio existen en profundidad; y en segundo lugar, que en cortos periodos de tiempo se pueden formar nuevas anomalías de Hg.

KLAMATH FALLS, OREGON Y EAST MESA, CALIFORNIA

Las investigaciones de geoquímica de mercurio realizadas en East Mesa, en California y Klamath Falls, en Oregon, demuestran las posibilidades de utilizar dichos estudios sobre sistemas de temperatura moderada y los efectos que sobre dichas anomalías tienen los distintos contextos geológicos.

En Klamath Falls, Oregon, hay un recurso geotérmico bastante amplio, con temperaturas que oscilan entre los 60 y los 113°C. Las aguas en dicho sistema se encuentran a profundidades que oscilan entre los 30 y los 550 m. Las concentraciones máximas de Hg a lo largo de cortes transversales, a la zona de máximo flujo calorífico, fueron de 51 veces el valor regional de 10 ppb. Parece razonable que estos elevados valores definan la localización de zonas de fallas. Dichas anomalías se extienden a lo largo de una distancia de al menos 10 km.

En contraste con el sistema geotérmico de Klamath Falls, el sistema de East Mesa, California, está localizado en un valle tipo "rift", activo, muy alargado, el cual ha sido rellenado con areniscas y arcillas de origen deltaico. En este sistema geotérmico, se han medido a profundidad temperaturas de hasta 170°C. Sin embargo, dicho sistema no tienen ninguna expresión superficial, siendo las rocas supradycentes al sistema, muy impermeables. Aunque no se detecto ninguna anomalía continua, se pudieron determinar varias anomalías aisladas de hasta cuatro veces el valor regional. Por tanto, mientras que las perforaciones profundas proporcionaron evidencias claras de la existencia en profundidad de un yacimiento geotérmico de media temperatura, las muestras de suelos dieron muy poca información sobre la extensión de dicho sistema.

ROOSEVELT HOT SPRINGS, UTAH

Capuano y Bamford (1968) y Christensen et al. (1983) examinaron las relaciones existentes entre el flujo calorífico, la fracturación y el movimiento en profundidad de los fluidos geotérmicos en acuíferos superficiales. En este sistema geotérmico se detectaron grandes enriquecimientos de Hg, en los suelos, así como en las rocas del yacimiento. En la Figura 8.11 se muestra la distribución de Hg en aproximadamente 11 km² de zona sobre el sistema geotérmico.

Al representar los datos de geoquímica de suelos en gráficos de frecuencia acumulativa logarítmica normal, se demuestra la existencia de al menos dos horizontes de Hg en la zona de Roosevelt Hot Springs. Las concentraciones anómalas de Hg en los suelos suprayacentes al sistema, aparecen con una serie de alineaciones paralelas de dirección noroeste, las cuales, a su vez, son paralelas a las direcciones de las fallas más importantes existentes en el campo geotérmico. En las intersecciones de estas alineaciones estructurales, son frecuentes las zonas de alta permeabilidad, caracterizadas por importantes enriquecimientos en Hg, las cuales, frecuentemente, coinciden con depósitos de fuentes calientes (Figura 8.12). Las anomalías de Hg se extienden hacia el noroeste, más allá de los límites conocidos del yacimiento, y parecen reflejar la liberación de vapor de Hg por los fluidos termales que fluyen en los acuíferos aluviales superficiales, siguiendo el gradiente hidrológico local. Dicho flujo está también documentado por la extensión de la anomalía térmica superficial (Figura 8.13).

VIII.3.2 Elementos no Volátiles en Suelos.

Desafortunadamente se ha publicado muy poca información sobre la distribución de elementos no volátiles en las primeras decenas de metros de los sistemas geotérmicos activos. Los estudios geoquímicos realizados en Roosevelt Hot Springs, que se describen a continuación, entre otros, indican que cualquier removilización superficial que haya tenido lugar, está estrechamente relacionada con zonas de descarga de fumarolas y fuentes calientes. Es también predecible que la mayoría de las removilizaciones parecen estar restringidas a sistemas geotérmicos de temperatura relativamente alta.

En Roosevelt Hot Springs, las concentraciones de As, W y Sb en los suelos, son ligeramente mayores en las proximidades de los depósitos de fuentes calientes, mientras que las concentraciones de Mn, Cu y Zn, son inferiores (Capuano y Moore, 1978). Lovell et al. (1983) sugirieron que el Cs junto con el As y Sb, presentaban también un enriquecimiento en los niveles de sedimentos superficiales en Roosevelt Hot Springs y que por tanto muestrear este material podría también considerarse como un instrumento adecuado de exploración. Los enriquecimientos y disminuciones en las concentraciones de estos elementos parecen ser reflejo de distintos procesos; por una parte la deposición de salmueras y en segundo lugar el lixiviado de rocas próximas a la superficie por la percolación de aguas con sulfatos ácidos, las cuales acompañan al nivel freático normal.

En varios lugares en donde el agua subterránea emerge como fuentes por debajo topográficamente de los depósitos de fuentes calientes, tienen lugar la oxidación del Mn y fluidos cargados con metales. Estos depósitos están caracterizados por concentraciones de Mn, Co, W, Ba, As, Sb, Be y Hg.

VIII.3.3 Gases en Suelos.

Se han estudiado toda una variedad de gases en suelos, incluyendo Rn, He, S, Hg y CO₂, como posibles guías de exploración para la determinación de sistemas geotérmicos activos. Lo mismo que los otros métodos descritos anteriormente, la aplicación a la exploración del contenido de gases en los suelos es altamente dependiente de las condiciones geológicas locales. En consecuencia, los resultados de dichos estudios han sido a veces limitados.

Nielson (1978) y Hinkle (1980), seleccionaron la zona de Roosevelt Hot Springs, dada la cantidad y extensión de información disponible (incluyendo varios pozos profundos) sobre dicha zona, para estudiar el comportamiento del Rn y He en los suelos de un sistema geotérmico activo. En la Figura 8.14, se muestran los resultados de la investigación de Rn. La información disponible demuestra que un muestreo a malla cerrada, puede definir la localización de fallas en

comunicación con un yacimiento. La relación existente entre el He en el suelo y la distribución de las fallas conocidas o supuestas, es menos evidente (Figura 8.15). Tanto el He en el gas del suelo como el He en los poros de los sedimentos, muestra una serie de anomalías aisladas, próximas al centro del sistema geotérmico (alrededor del pozo 54-3). Sin embargo, en contraste con los resultados de ambas investigaciones sobre Hg y Rn, no se encontraron anomalías importantes en las investigaciones de He próximas a la zona productiva del pozo 72-16. Las anomalías de He en los poros de los suelos al oeste de los pozos 3-1 y 3-10 dan lugar a un modelo que es generalmente similar al que se obtiene con el estudio del enriquecimiento de Hg en los suelos. Parece razonable interpretar que ambos tipos de información reflejan la desgasificación de las aguas termales que fluyen en los acuíferos superficiales.

VIII.4 Resumen y Conclusiones

En los párrafos anteriores se han realizado algunos de los indicadores geoquímicos que se pueden utilizar en varias fases de la exploración y desarrollo de un sistema geotérmico. La información descrita sugiere que la temperatura y, en menor extensión, la química de los fluidos, presión, tipo de roca y permeabilidad son los principales factores que controlan la mineralogía, la geoquímica de los elementos mayores y traza, y la geoquímica de los suelos en un sistema geotérmico. En general, el efecto de cada uno de estos factores, variará de un campo a otro y, a menudo, incluso dentro de un mismo campo, de una zona a otra. Por ejemplo, mientras que las presiones en las partes exploradas de un sistema geotérmico activo son relativamente bajas, y consecuentemente tendrán poco efecto en la mineralogía de las rocas alteradas, los cambios de presión resultantes de los procesos de ebullición, puede afectar en gran manera a la deposición de minerales y a la química de los fluidos. Dado que las zonas de ebullición se encuentran principalmente en las partes más permeables de un sistema, estas zonas estará probablemente caracterizadas por la presencia de venas que contienen cuarzo, carbonatos, feldespato potásico (adularia) y quizás sulfuros. Las zonas de menor permeabilidad estarán caracterizadas por la presencia de

rocas no alteradas, incluso donde las temperaturas sean altas. En estas zonas, los fluidos no estarán en equilibrio con las rocas, pudiendo persistir incluso fases térmicamente inestables, tales como cristales volcánicos.

En la Figura 8.16, se presenta un modelo muy generalizado de un sistema geotérmico basado en algunas de las reacciones que han sido anteriormente descritas. En dicho esquema, se muestran varias posibles zonas de flujos de fluido. Dentro de las zonas profundas de alta temperatura del sistema geotérmico mostrado en el diagrama, el movimiento del fluido tiene lugar predominantemente, a lo largo de fracturas y fallas. En las partes superiores de este campo geotérmico, el movimiento lateral de los fluidos es también importante y puede tener lugar a lo largo del contacto entre el substrato rocoso y los aluviones, o a través de horizontes permeables. En los sistemas volcánicos, las partes superior e inferior de las coladas de lava pueden, también, ser muy importantes como canales de flujo para el movimiento lateral de los fluidos geotérmicos.

A medida que los fluidos emigran a través del sistema geotérmico, puede tener lugar deposiciones de minerales y procesos de sellado en los canales de flujo, como resultado de enfriamientos o por procesos de ebullición a diferentes profundidades. En las partes más profundas del sistema (por encima de 200°C), los canales del fluido están caracterizados por la presencia de minerales de alta temperatura, tales como clorita, epidota, feldspatos y sulfuros. Tanto los elementos traza como los elementos mayores contenidos en estas rocas alteradas, reflejan dicha mineralogía. Los enriquecimientos en metales bases, As, K y Mg y las disminuciones en el contenido en Ca y Na, pueden también ser características de esta zona. A menores profundidades (temperaturas por debajo de los 200°C) las arcillas, cuarzo y carbonatos empiezan a ser las fases de alteración dominantes, pudiendo el mercurio quedar absorbido en las superficies de dichas rocas.

A medida que el agua asciende hacia la superficie, la presión hidrostática decrece suficientemente para permitir la ebullición. Dependiendo de la configuración estructural y la relación tempe-

ratura-profundidad del sistema, la ebullición puede darse en cualquier zona, desde profundidades importantes hasta próximas a la superficie. En este modelo, se indican tres tipos de descarga de fluidos. En el primero, el agua geotérmica se enfría a medida que asciende hacia la superficie, llegando a ella en forma líquida. La ebullición puede iniciarse a profundidades relativamente pequeñas. Las cenizas silíceas y las zonas de aluviones cementados en sílice, se interpretan como zonas en donde tuvieron lugar procesos de ebullición superficiales o de mezcla de fluidos, caracterizadas por concentraciones de As, Sb, Be y Hg. Esta misma paragénesis de elementos traza se presenta en los suelos que han sido invadidos por fluidos termales. Las aguas, inicialmente a temperaturas por debajo de aproximadamente 180°C pueden, por el contrario, dar lugar a la precipitación de travertinos en superficie.

En el segundo caso posible expuesto, las aguas geotermales no alcanzan la superficie. La ebullición por debajo de la superficie, da lugar a la liberación y separación de vapor de agua, Hg, CO₂, SH₂ y otros gases de las salmueras geotérmicas. A medida que se forman aguas sulfatadas ácidas, a partir del SH₂ y se condensan y percolan en profundidad, dejan un residuo silíceo que contiene minerales característicos de condiciones de bajo pH, tales como alunita y caolinita. Un proceso similar, puede tener lugar próximo a las fuentes calientes, a medida que baja el nivel freático. La subsecuente oxidación de las aguas que percolan, puede conducir a la deposición de óxidos de Mn y Fe enriquecidos en Ba, W, Be, Co, Cu, As, Sb y Hg.

El Hg y S liberado del fluido en ebullición, se puede depositar como cinabrio y S nativo en la superficie. Se pueden producir pequeñas concentraciones de Hg en los suelos próximos, mediante el transporte de vapor cuando los fluidos que no experimentan procesos de ebullición se enfrían y emigran a través de los acuíferos superficiales.

En el tercer modelo ilustrado en la figura, la precipitación mineral dentro de las estructuras, da lugar a un sellado prácticamente completo de los conductos, interrumpiendo el flujo de los fluidos. Si la

roca sellante se desintegra por fracturación tectónica o fracturación térmicamente inducida o por la perforación de un pozo, puede darse lugar a un ascenso repentino de la columna de fluido, el cual puede originar la precipitación de carbonato cálcico. De esta forma, los procesos de ebullición pueden darse a diferentes niveles y en diferentes ocasiones a lo largo de la historia del sistema geotérmico.

En virtud de la diferencia de los diferentes tipos de flujos y las consiguientes variaciones de las condiciones físicas y químicas que dichos fluidos encuentran según el flujo, un fluido geotérmico puede dejar una gran variedad de distintos depósitos químicos. Cada uno de ellos es característico de una combinación particular de las condiciones físicas y químicas y proporciona un registro del estado del sistema en un momento determinado de su evolución. Por esto, la geoquímica de elementos traza de los sistemas geotérmicos, es de hecho un registro en el tiempo del desarrollo del sistema geotérmico.

VIII.5 Aplicaciones, Limitaciones y Coste de estas Metodologías

Durante los últimos diez años, las investigaciones geoquímicas y mineralógicas de los suelos y rocas alterados geotérmicamente, han jugado un papel importante en la exploración y desarrollo de los sistemas geotérmicos activos. En los párrafos anteriores se han descrito los tipos de información química y física que se puede obtener de estos datos. En esta sección se revisarán algunas de sus limitaciones, describiendo su efectividad en cuanto al coste.

VIII.5.1 Investigación Mineralógica de las Alteraciones.

Muchos de los minerales comunes en los sistemas geotérmicos activos, se pueden identificar mediante el examen petrográfico rutinario de testigos de los sondeos, suplementado por análisis de difracción de rayos X de la fracción de los minerales de tamaño arcilla. Los estudios petrográficos rutinarios, han demostrado ser muy efectivos teniendo en cuenta su bajo coste de realización. Sin embargo, a pesar de la sencillez en la toma de datos y de la aparente corre-

lación con parámetros físicos y químicos, la interpretación de este tipo de información no es un objetivo trivial.

La evaluación de las relaciones de los minerales es frecuentemente distorsionada por los procesos de perforación, así como por la historia geológica de la mayoría de los sistemas geotérmicos. Dado el alto costo de la obtención de testigos de sondeos, la mayoría de los pozos geotérmicos se realizan a rotación sin testigo. Durante la perforación, los detritos de la misma se mezclan durante su ascenso a la superficie. Dichos detritos están contaminados por los lodos de perforación, la pérdida de material de circulación, fragmentos de metal y grasa de las varillas de los sondeos, y por fragmentos de roca desprendidos de las paredes de los sondeos en zonas más superficiales. Algunos de estos contaminantes se pueden remover lavando los detritos de la perforación, otros se pueden remover magnéticamente. Se debe de considerar, sin embargo, que dichos procesos de limpieza conducen también a la pérdida de arcillas de los fragmentos de roca (particularmente si las rocas están sólo parcialmente consolidadas), así como a la pérdida de los granos magnéticos. Muy poco se puede hacer, sin embargo, para remover los fragmentos de roca desprendidos de las paredes del sondeo. Consecuentemente es a menudo posible localizar solamente el lugar donde un mineral aparece por primera vez.

Quizás la mayor limitación para el uso de los detritos de los sondeos a rotación es la dificultad en establecer las relaciones paragenéticas. Los filones se conservan muy mal en los detritos de los sondeos, dado que por sí mismos son una discontinuidad natural que se fragmenta muy fácilmente. Por esto es a menudo muy difícil o imposible definir las asociaciones minerales relacionadas con cada uno de los filones, así como las relaciones entre los distintos filones. Este problema se acentúa cuando la perforación se debe realizar con aire para no dañar las zonas productivas. Todos estos problemas naturalmente no existen cuando se puede obtener testigo de sondeo.

Una segunda limitación en la interpretación de los datos mineralógicos es la aparición de asociaciones minerales relacionadas con sucesos termales pasados. La presencia de alteración o minerales

detríticos fuera de su campo real de estabilidad, es un hecho común en muchos de los sistemas geotérmicos. Estas fases reliquias, son particularmente abundantes en los sistemas geotérmicos de temperatura baja y media, los cuales no exceden de 100 a 150°C. El reconocimiento de estas asociaciones minerales y su interrelación, a menudo requiere del empleo de estudios petrográficos detallados.

En aquellos sondeos en los que no se puede obtener testigo, las asociaciones minerales que son totalmente inconsistentes con las temperaturas medidas en el pozo, se deben de considerar como fases reliquia. Un buen conocimiento de la historia geológica regional ayudará a la interpretación entre las asociaciones minerales que se produjeron en el pasado, con respecto a las que se producen en la evolución actual del sistema geotérmico.

VIII.5.2 Estudio de los Elementos Mayores y Traza.

Los estudios geoquímicos de los sistemas geotérmicos activos, han recibido mucha menos atención que las investigaciones mineralógicas y consecuentemente su aplicación a los diferentes tipos de sistemas geotérmicos es menos conocida. Los estudios realizados han considerado principalmente sistemas geotérmicos con temperaturas superiores a los 200°C. En consecuencia, su utilidad para los campos de baja y media temperatura no está todavía bien definida.

Los estudios geoquímicos de multielementos presentan los mismos problemas que los que se encuentran durante las investigaciones mineralógicas. Además hay que considerar la presencia de contaminantes en los sedimentos obtenidos durante los sondeos de rotación; algunos de estos contaminantes son no magnéticos (grasa) conteniendo cantidades de metales cuyas concentraciones pueden ser más de un orden de magnitud mayores que las concentraciones naturales existentes en las rocas. Algunas investigaciones realizadas recientemente por Ewers y Keays (1977) y Moore et al. (datos sin publicar), han intentado obviar el problema analizando una fracción mineral específica (generalmente sulfuros), utilizando testigos de sondeos, o analizando elementos específicos, tales como el Hg, el cual

no se encuentra dentro de los contaminantes. Los efectos de la contaminación por fragmentos de roca de otros niveles estratigráficos como resultado de los desprendimientos durante la perforación, es todavía un problema grave. Sin embargo, los resultados de los estudios anteriormente mencionados, sugieren que en algunos sistemas geotérmicos en los que domina la fracturación, la distribución de Hg se puede utilizar para cartografiar zonas de alta permeabilidad, y puede proporcionar alguna información general sobre las distribuciones de temperaturas en profundidad. Este enfoque de la investigación no ha sido todavía comprobado en un sistema geotérmico donde el flujo del fluido sea preferentemente horizontal (por ejemplo en las cuencas sedimentarias).

La utilidad de los estudios de elementos mayores o de estudios químicos de fracciones minerales específicas en la exploración, no ha sido todavía suficientemente demostrada, aunque parece razonable que este tipo de datos proporcionará una información adicional útil sobre las características químicas y térmicas de los fluidos geotermales cuando dichas características no puedan ser fácilmente obtenidas por otros procedimientos.

VIII.5.3 Prospección en Suelos.

Como se ha descrito anteriormente, las investigaciones de geoquímica del suelo se han realizado en una gran variedad de terrenos geotérmicos con diferentes resultados. Estas investigaciones se han realizado tanto para el reconocimiento básico de las zonas a explorar, con potencial geotérmico, como para ayudar a cartografiar la distribución de las zonas de fallas dentro de una prospección geotérmica. Aunque se han estudiado muchas especies volátiles diferentes, las investigaciones de mercurio, en general, parecen ser las de mayor utilidad.

Hay una serie de diferentes factores que pueden condicionar la concentración de las especies volátiles en los suelos. Klusman y Landress (1978) examinaron los controles secundarios de la concentración de Hg en sistemas geotérmicos. Pudieron demostrar que

mientras los efectos del carbón orgánico, pH del suelo, y contenidos en Mn de los suelos, eran pequeños en las zonas con actividad geotérmica importante, dichos factores podrían ser importantes en los campos donde las anomalías no están bien desarrolladas.

Como era de esperar, los sistemas geotérmicos que presentan una buena expresión superficial, tales como fuentes calientes, fumarolas, y depósitos silíceos, también presentan un importante enriquecimiento de Hg en los suelos. Esto parece ser debido a dos razones fundamentales. En primer lugar, dichos sistemas están caracterizados por una buena comunicación entre el yacimiento y la superficie, y en segundo lugar, dichos elementos son indicativos de un fluido geotérmico de alta temperatura, capaz de transportar grandes cantidades de Hg. Un muestreo de reconocimiento de dichos sistemas, da lugar, a menudo, a redundancia en la información. Datos igualmente útiles se obtienen simplemente de la presencia de dichas manifestaciones superficiales. Por otra parte, un muestreo detallado del sistema puede utilizarse para cartografiar la localización de fallas y fracturas que se extienden hasta el yacimiento. Por tanto, este tipo de investigación, puede resultar particularmente valiosa a la hora de definir el programa de perforación.

Lo contrario también parece cumplirse. Los sistemas geotérmicos que no presentan importantes expresiones superficiales son, corrientemente, candidatos pobres para la realización de investigaciones de Hg. Por ejemplo, el estudio descrito en párrafos anteriores sobre el campo geotérmico de East Mesa es un buen ejemplo de este caso.

Los mecanismos y dependencia de la temperatura en el transporte de Hg en las aguas geotérmicas, no se conoce todavía suficientemente. La información disponible, sugiere que las anomalías de Hg en los suelos, predominarán en campos geotérmicos de temperatura moderada. Sobre los campos de temperaturas bajas, existe muy poca información. Sin embargo, en base a la información disponible, se puede suponer que esta técnica no será aplicable a los sistemas de baja temperatura.

Las investigaciones geoquímicas y mineralógicas pueden proporcionar información muy valiosa en todas las fases de la evaluación de una prospección geotérmica a relativamente bajo costo. Los datos mineralógicos pueden producir información sobre la temperatura, quimismo del fluido y permeabilidad, los cuales frecuentemente no se pueden obtener por medidas directas.

Bajo condiciones adecuadas, las investigaciones de mercurio en suelos y en registros de sondeos, pueden también producir gran cantidad de información sobre la distribución de canales permeables en el yacimiento. Dado que el Hg puede ser transportado como vapor y depositado, aún antes de que tengan lugar procesos de alteración importantes, este tipo de investigaciones pueden considerarse como indicadores muy sensitivos de la permeabilidad.

REFERENCIAS CAPITULO VIII

- Barger, K.E., and Beeson, M.H., 1984, Hydrothermal mineralogy of research drill hole Y-3, Yellowstone National Park, Wyoming: Geothermal Resources Council Transactions, v. 8, p. 111-117.
- Barger, K.E., and Keith, T.E.C., 1984, Hydrothermal alteration mineralogy in Newberry 2 drill core, Newberry Volcano, Oregon: United States Geological Survey Open-File Report 84-92, 50 p.
- Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W.A., Williams, A.E., and McDowell, S.D., 1984, Calc-silicate mineralization in active geothermal systems: Economic Geology, v. 79, p. 671-695.
- Browne, P.R.L., 1978, Hydrothermal alteration in active geothermal fields: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 6, p. 229-250.
- Browne, P.R.L., and Ellis, A.J., 1970, The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry: American Journal of Science, v. 269, p. 97-131.
- Capuano, R.M., and Bamford, R.W., 1978, Initial investigations of soil mercury geochemistry as an aid in drill site selection in geothermal systems: University of Utah Research Institute, Earth Science Laboratory Report No. 20.
- Capuano, R.M., and Moore, J.N., 1980, Hg and As soil geochemistry as a technique for mapping permeable structures over a hot-water geothermal system: Abstracts with Programs, Rocky Mountain Section of the Geological Society of America, v. 12, p. 269.
- Christensen, O.D., Moore, J.N., and Capuano, R.M., 1980, Trace element geochemical zoning in the Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah: Geothermal Resources Council, Transactions, v. 4, p. 149-152.
- Christensen, O.D., Capuano, R.M., and Moore, J.N., 1983, Trace element distribution in an active hydrothermal system, Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 16, p. 99-129.
- Drummond, S.E., and Ohmoto, H., 1985, Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems: Economic Geology, v. 80, p. 126-147.
- Ellis, A.J., 1979, Explored geothermal systems in Barnes, H., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, John Wiley and Sons, N.Y., p. 632-683.
- Ewers, G.R., and Keays, R.R., 1977, Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal field, New Zealand: Economic Geology, v. 72, p. 1335-1354.
- Henley, R.W., and Ellis, A.J., 1983, Geothermal systems, ancient and modern: Earth Science Reviews, v. 19, p. 1-50.

Hinkle, M.E., 1980, Survey of helium in soils and soil gases and mercury in soils at Roosevelt Hot Springs known geothermal resource area, Utah: United States Geological Survey Open-File Report 80-613, 53 p.

Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E., and Perry, E.A., 1976, Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence: Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 725-737.

Klusman, R.W., and Landress, R.A., 1978, Secondary controls on mercury in soils of geothermal areas: Journal of Geochemical Exploration, v. 9, p. 75-91.

Klusman, R.W., and Landress, R.A., 1979, Mercury in soils of the Long Valley, California geothermal system: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 5, p. 49-65.

Kristmannsdottir, H., 1976, Hydrothermal alteration of basaltic rocks in Icelandic geothermal areas: Proceedings of the Second U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, p. 441-445.

Lovell, J.S., Meyer, M.T., and Atkinson, D., 1983, Surface geochemistry at Roosevelt Hot Springs KGRA, Utah: Journal of Geochemical Exploration, v. 19, p. 345-346.

Matlick, J.S., and Buseck, P.R., 1976, A new exploration method for geothermal sources using mercury: Proceedings of the Second U.N. Symposium on Geothermal Resources, p. 785-792.

McDowell, S., and Elders, W., 1980, Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, U.S.A.: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 74, p. 292-310.

McKibben, M.A., 1981, Hydrothermal mineral assemblages, oxide and sulfide systems: Workshop on Petrology and Isotope Geochemistry of Geothermal Systems, University of California, Riverside.

Moore, J.N., Adams, M.C., and Stauder, J., 1983, Geochemistry of the Meager Creek geothermal field, British Columbia, Canada: Geothermal Resources Council Transactions, V. 7, p. 315-320.

Morton, J.P., 1984, Rb-Sr evidence for punctuated illite/smectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf Coast: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 114-122.

Nielson, D.L., 1978, Radon emanometry as a geothermal exploration technique: theory and an example from Roosevelt Hot Springs KGRA, Utah: University of Utah Research Institute, Earth Science Laboratory Report No. 14, Salt Lake City, Utah.

Parry, W.T., Ballantyne, J.M., Bryant, N.L. and Dedolph, R.E., 1980, Geochemistry of hydrothermal alteration at the Roosevelt Hot

Springs thermal area, Utah: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44, p. 95-102.

Perry, E.A., and Hower, J., 1970, Burial diagenesis of Gulf Coast pelitic sediments: *Clays and Clay Mineralogy*, v. 18, p. 165-177.

Schoen, R., White, D.E., and Hemley, J.J., 1974, Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada: *Clays and Clay Minerals*, v. 22, p. 1-22.

Seki, Y., Liou, J.G., Guillmette, R., and Sakai, H., 1983, Mineralogic and petrological investigations of drill hole core samples from the Onikobe geothermal system, Japan: preliminary DOE report.

Singer, A., and Stoffers, P., 1980, Clay mineral diagenesis in two east African lake sediments: *Clay Minerals*, v. 15, p. 291-307.

Steiner, A., 1968, Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand: *Clays and Clay Mineralogy*, v. 16, p. 193-213.

Steiner, A., 1977, The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand: *New Zealand Geol. Survey Bull.*, v. 90, p. 1-136.

Varekamp, J.C., and Buseck, P.R., 1984, Changing mercury anomalies in Long Valley, California: Indication for magma movement or seismic activity: *Geology*, v. 12, p. 283-286.

Ward, S.H., Parry, W.T., Nash, W.P., Sill, W.R., Cook, K.L., Smith, R.B., Chapman, D.S., Brown, F.H., Whelan, J.A., and Bowman, J.R., 1978, A summary of the geology, geochemistry and geophysics of the Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah: *Geophysics*, v. 43, p. 1515-1542.

White, D.E., Muffler, L.J.P., and Truesdell, A.H., 1971, Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems: *Economic Geology*, v. 66, p. 75-97.

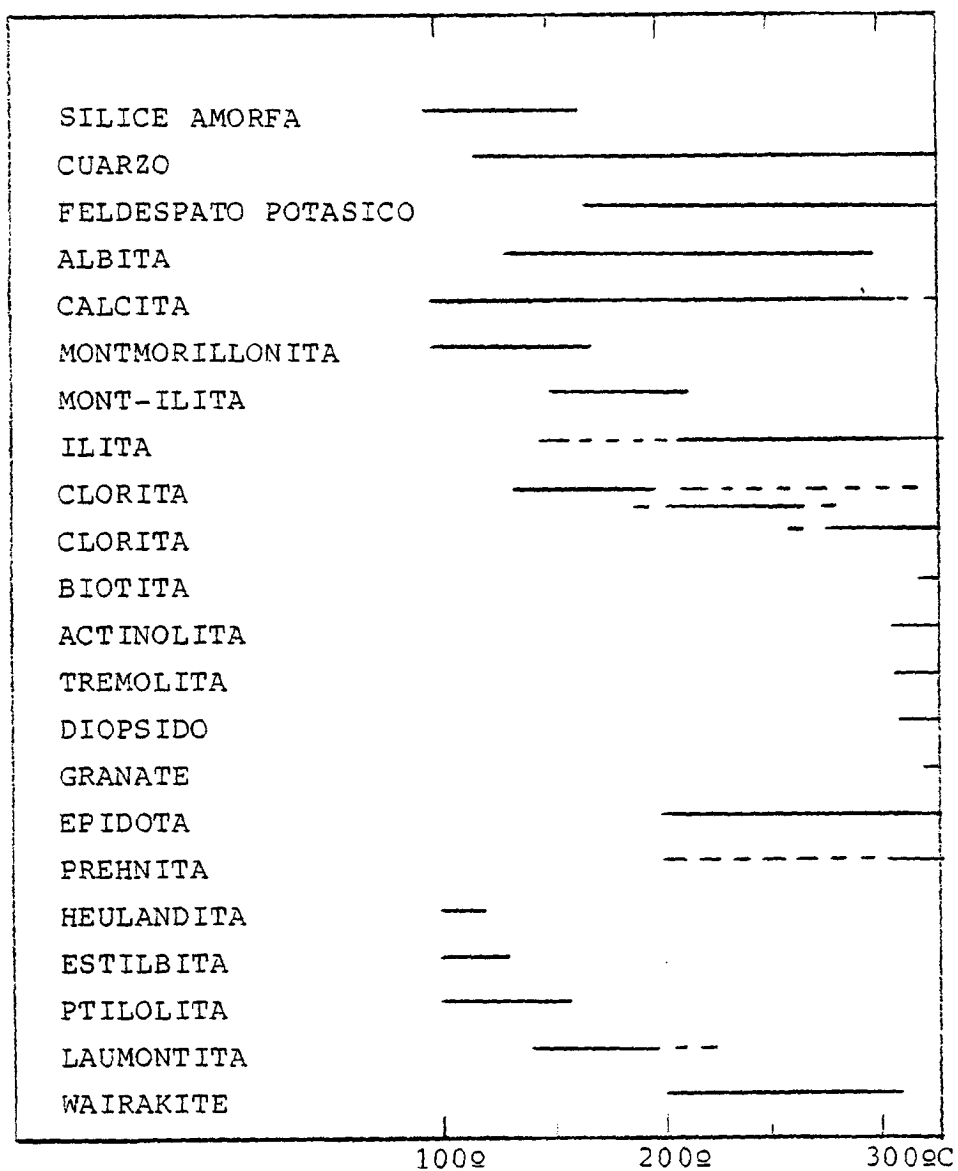


FIGURA 8.1. RANGO GENERAL DE TEMPERATURAS DE SILICATOS Y MINERALES SILICATADOS MAS FRECUENTES EN LOS SISTEMAS GEOTERMICOS. (Henley y Ellis, 1983).

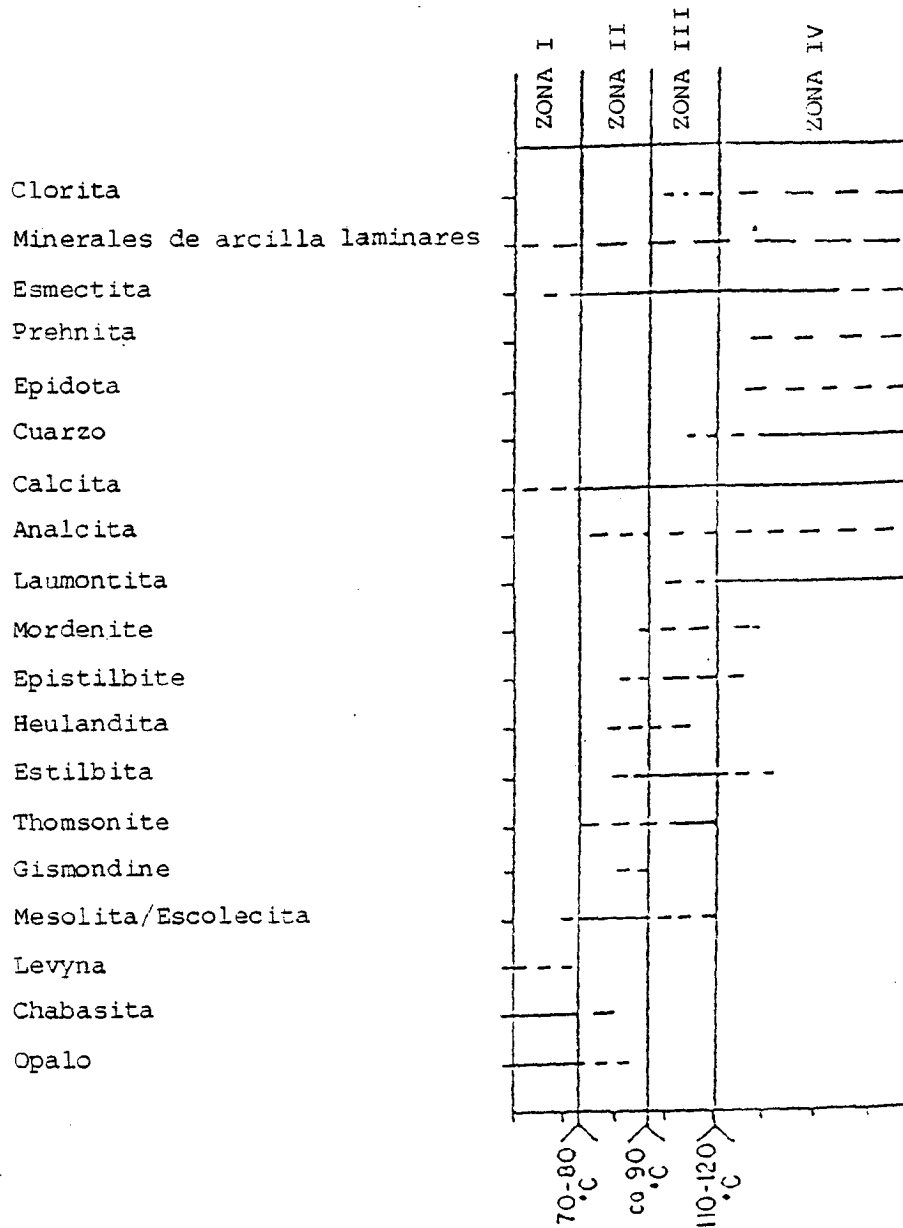


FIGURA 3.2. DISTRIBUCION DE CEOLITAS EN LAS ROCAS BASALTICAS DE LOS CAMPOS GEOTERMICOS DE BAJA TEMPERATURA DE ISLANDIA. (Kristmanssdottir, 1976).

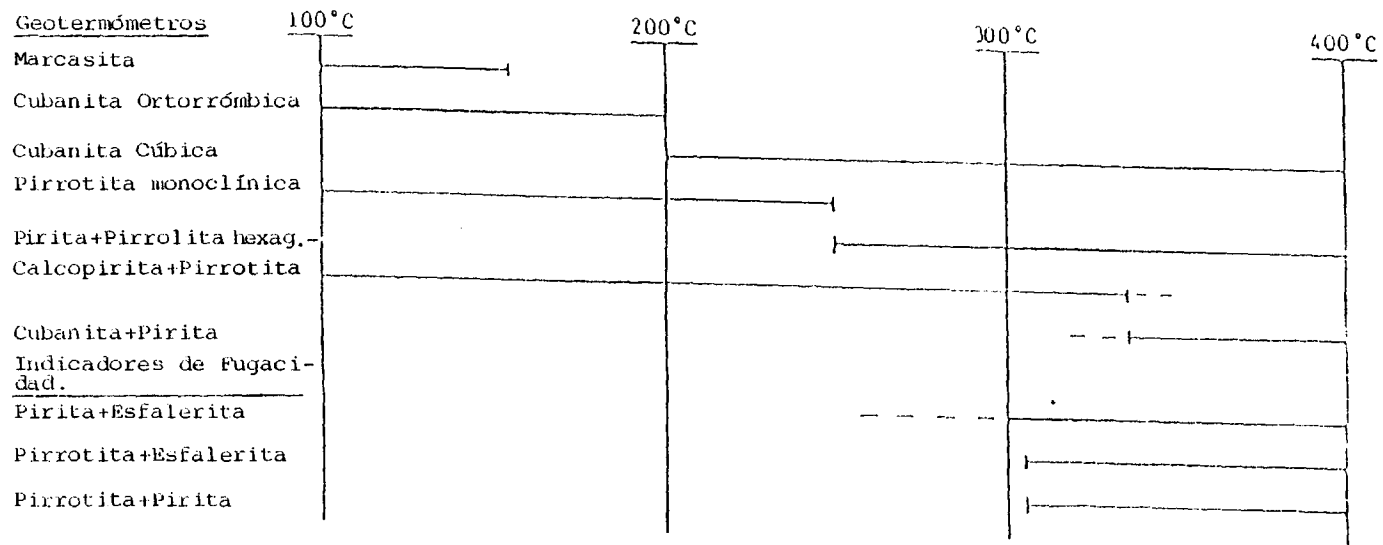


FIGURA 8.3. RANGO DE TEMPERATURAS DE SULFUROS GEOTERMOMETRICOS E INDICADORES DE LA FUGACIDAD DE LOS SULFUROS (McKibben, 1981).

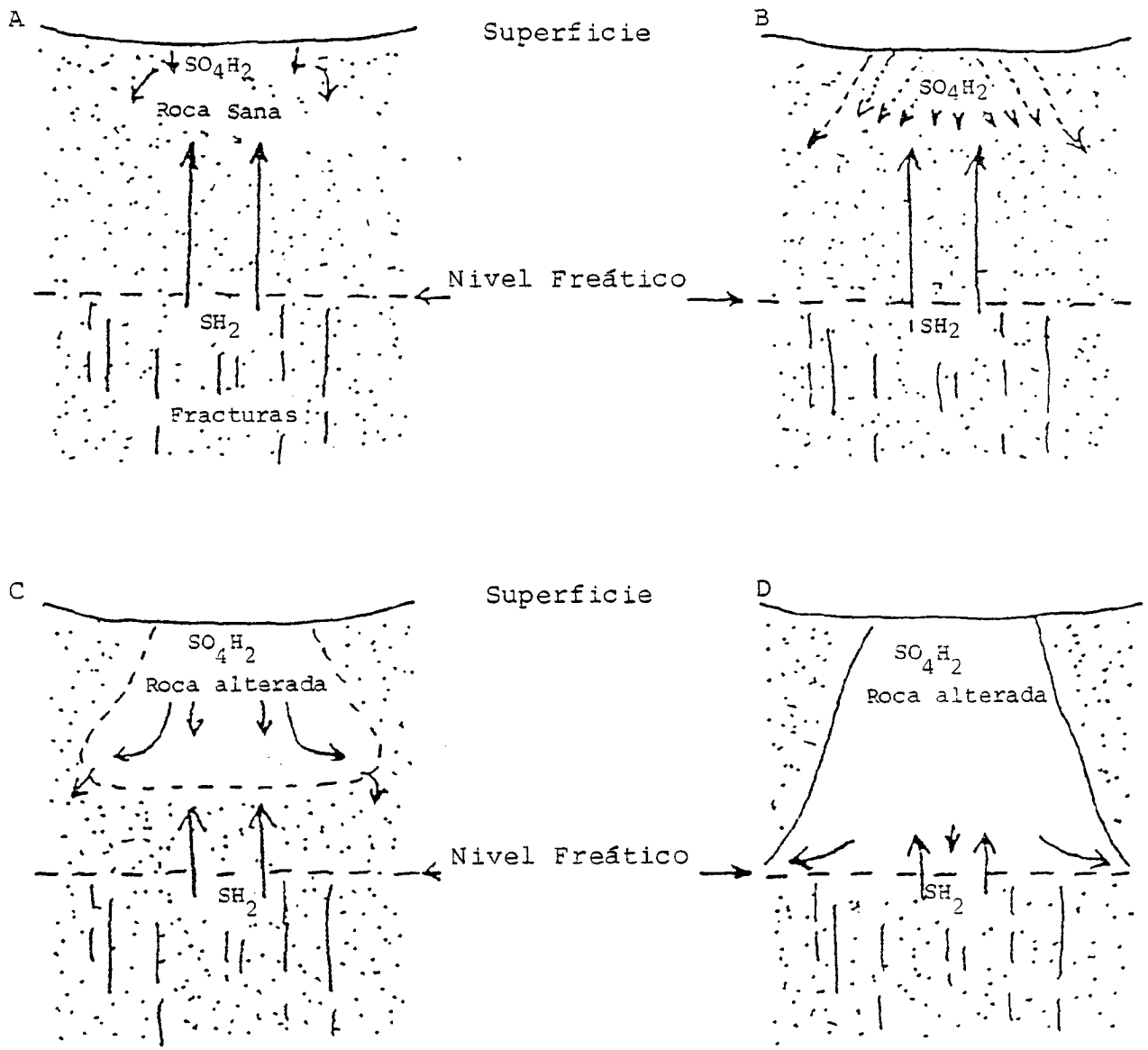


FIGURA 8.4. DESARROLLO HIPOTETICO DE UNA ZONA ALTERADA POR ACCION DE LOS ACIDOS. (Schoen et. al., 1974).

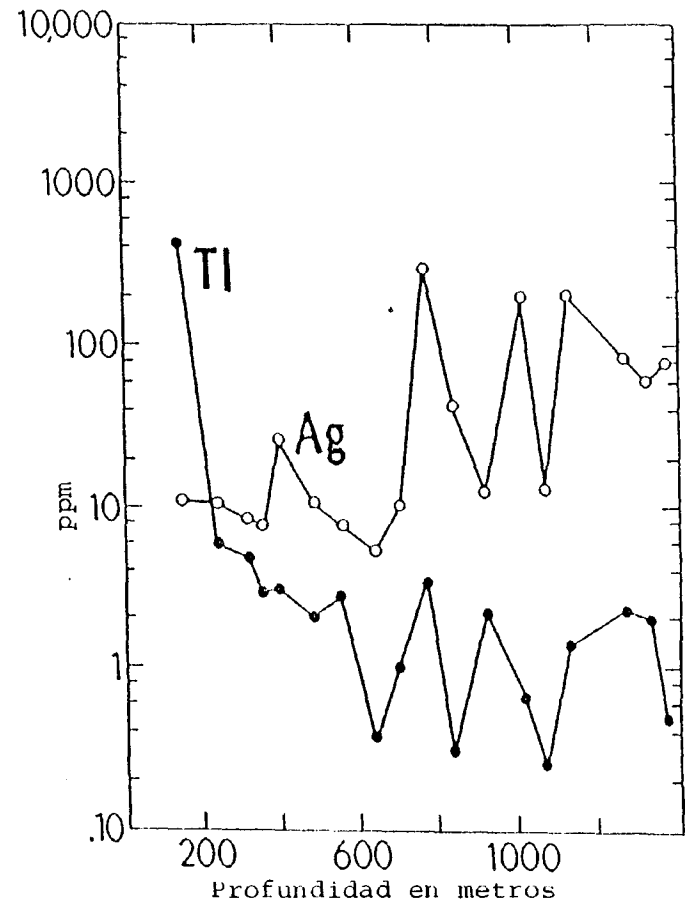
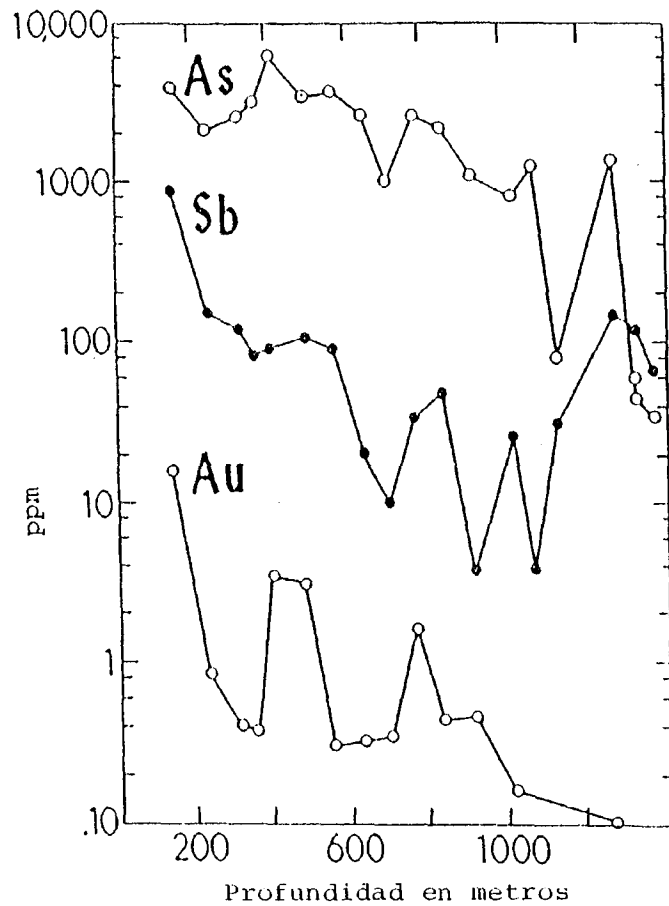


FIGURA 8.5. ZONACION METALIFERA EN EL CAMPO GEOTERMICO BROADLANDS, NUEVA ZELANDA. (Ewers y Keays, 1977).

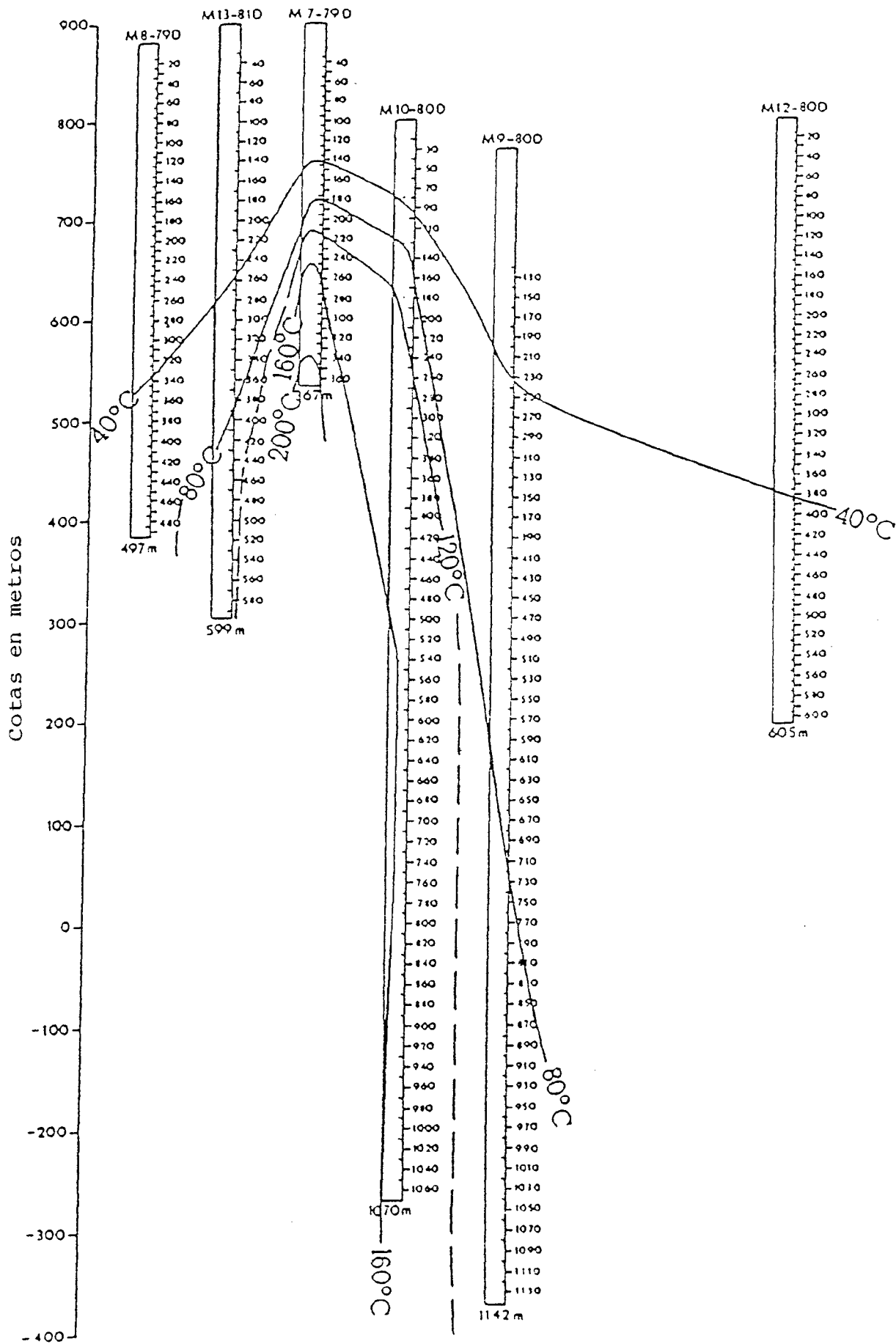


FIGURA 8.6. ZONACION DE ELEMENTOS EN DIQUES (Moore et. al., 1983).

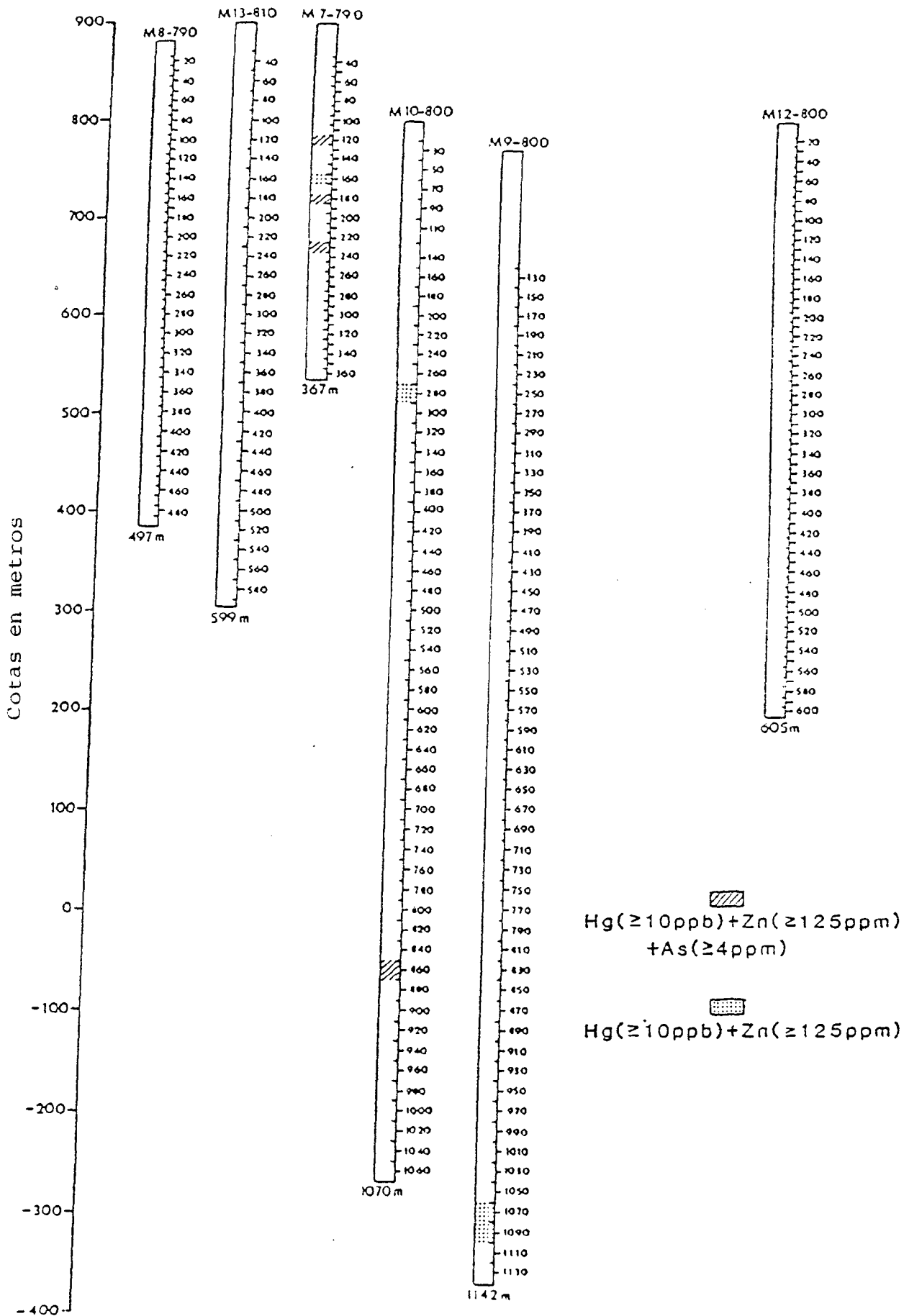


FIGURA 8.6. Cont.

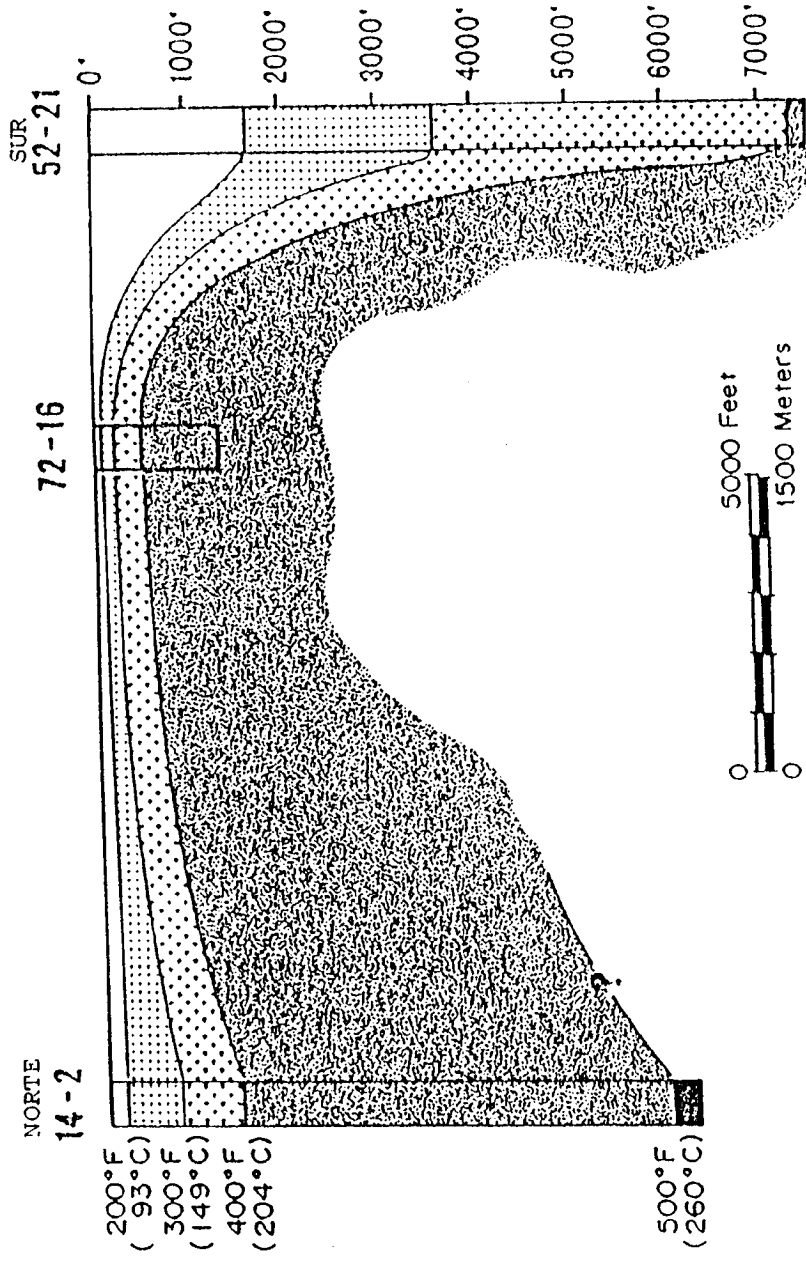


FIGURA 8.7. CORTE TRANSVERSAL INDICANDO LA DISTRIBUCION DE LAS TEMPERATURAS EN EL CAMPO GEOTERMICO ROOSEVELT HOT SPRINGS, UTAH. (Christensen et.al., 1980).

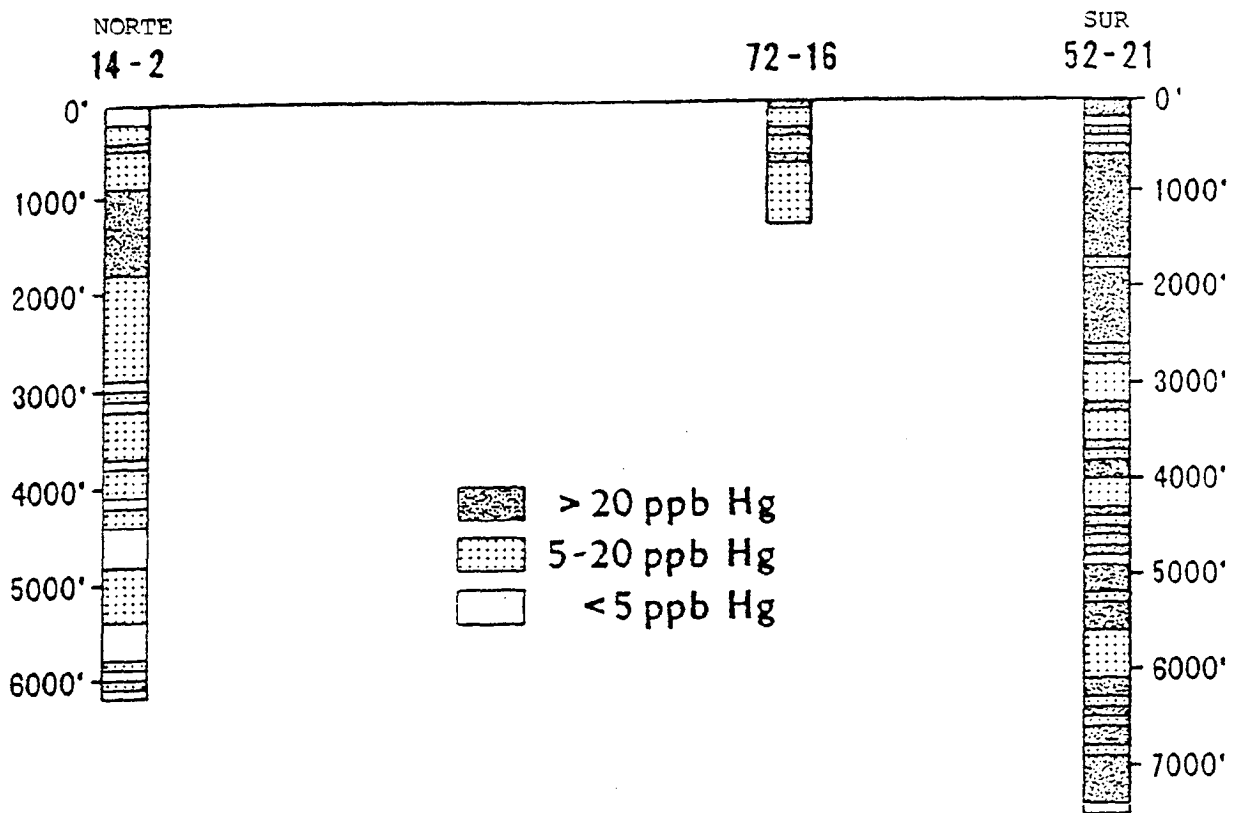


FIGURA 8.8. DISTRIBUCION DEL MERCURIO EN UN CORTE TRANSVERSAL DEL CAMPO GEOTERMICO ROOSEVELT HOT SPRINGS, UTAH (Christensen et. al., 1980)

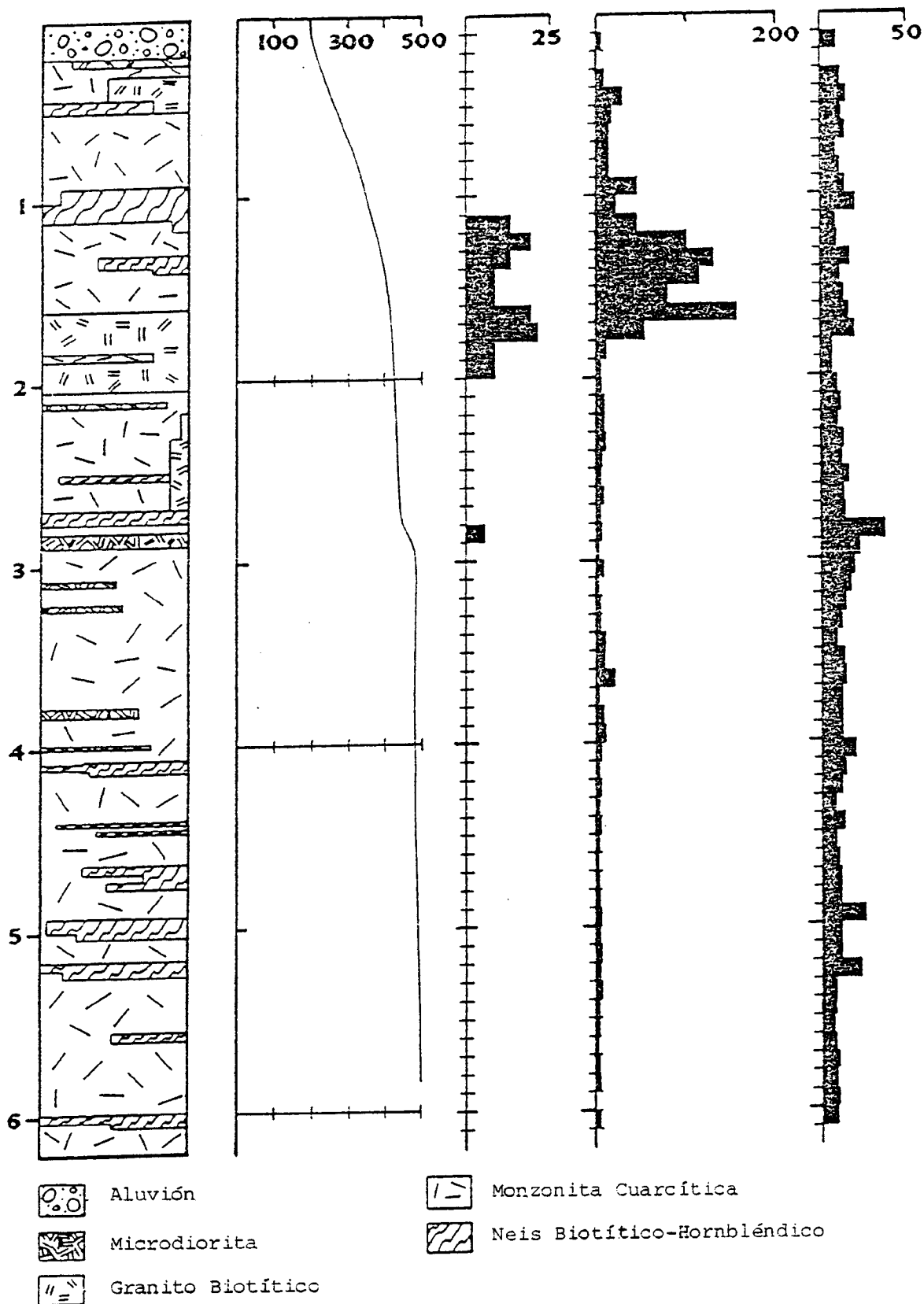
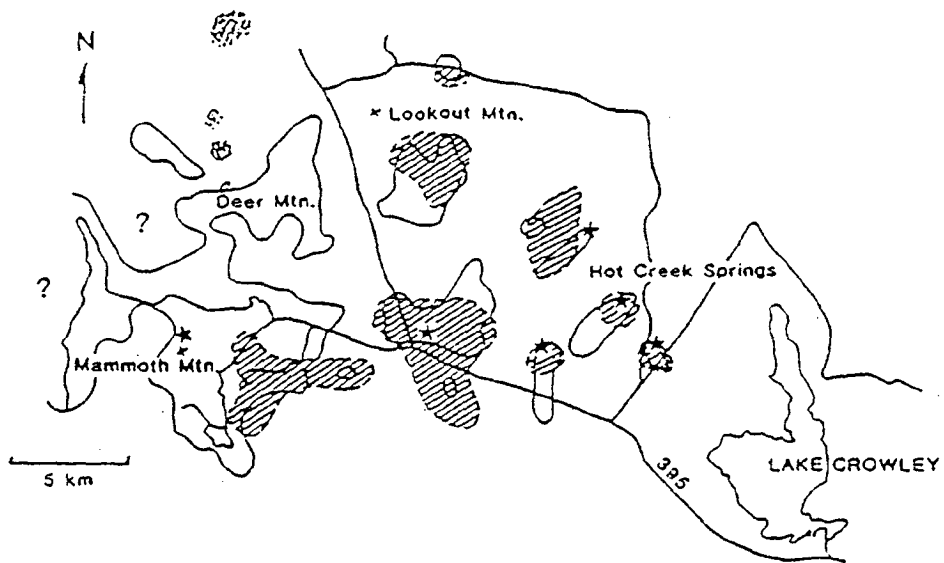


FIGURA 8.9. CORRELACION TEMPERATURA - ELEMENTOS TRAZA EN EL POZO DH 14-2 DEL CAMPO GEOTERMICO ROOSEVELT HOT SPRINGS, UTAH. (Christensen et.al., 1980).



LEYENDA

- ★ Fuente termal
- ◐ Anomalía de Hg en 1975
- ◑ Anomalía de Hg en 1982
- ⊙ Domo

FIGURA 8.10. DISTRIBUCION DE ANOMALIAS DE MERCURIO EN SUELOS



FIGURA 8.11. DISTRIBUCION DE MERCURIO SOBRE EL CAMPO GEOTERMICO ROOSEVELT HOT SRPINGS, UTAH (Christensen et al., 1983).

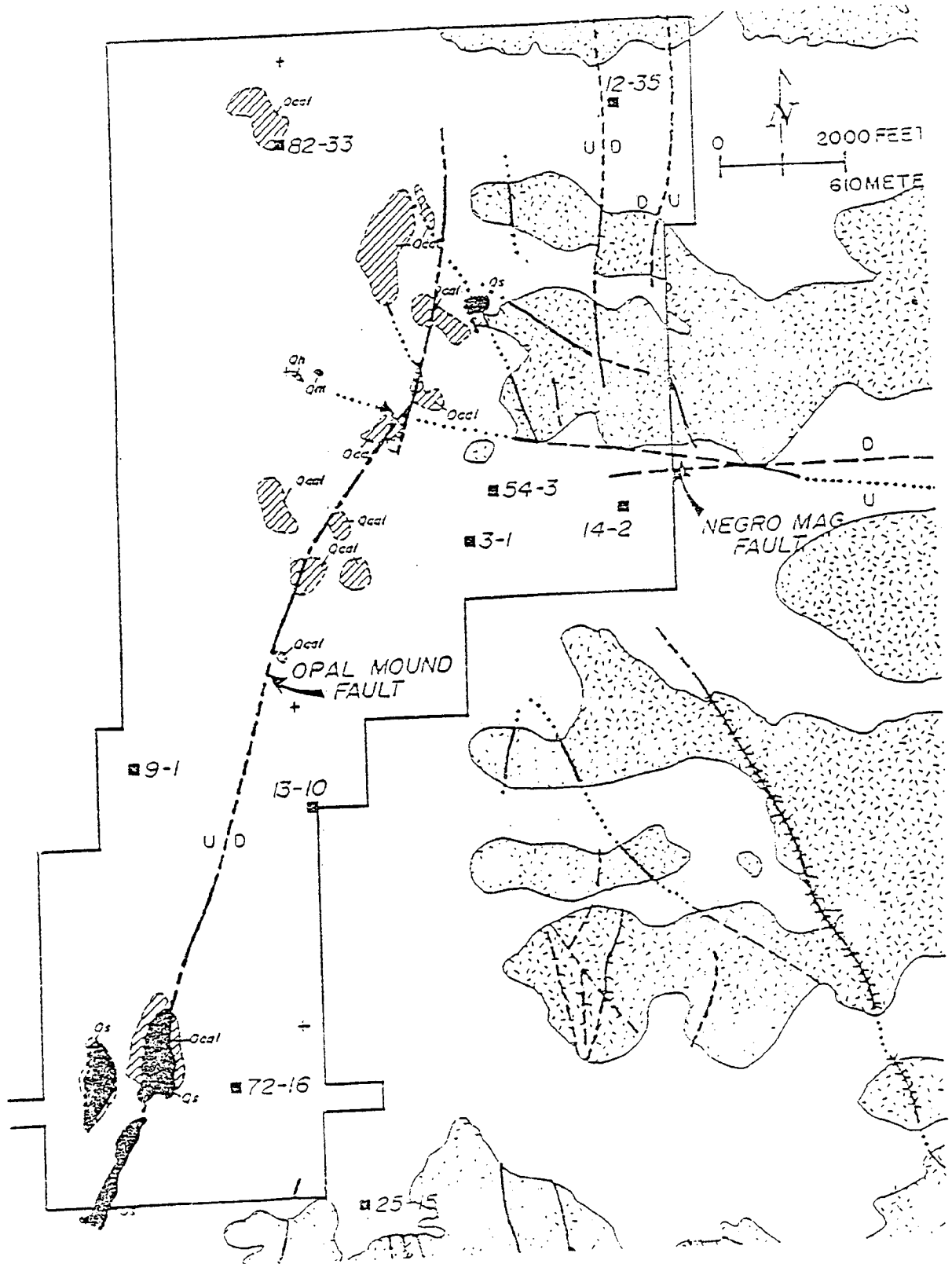


FIGURA 8.12. MAPA GEOLOGICO ESTRUCTURAL DEL YACIMIENTO GEOTERMICO ROOSEVELT HOT SPRINGS, UTAH (Moore, sin publicar).

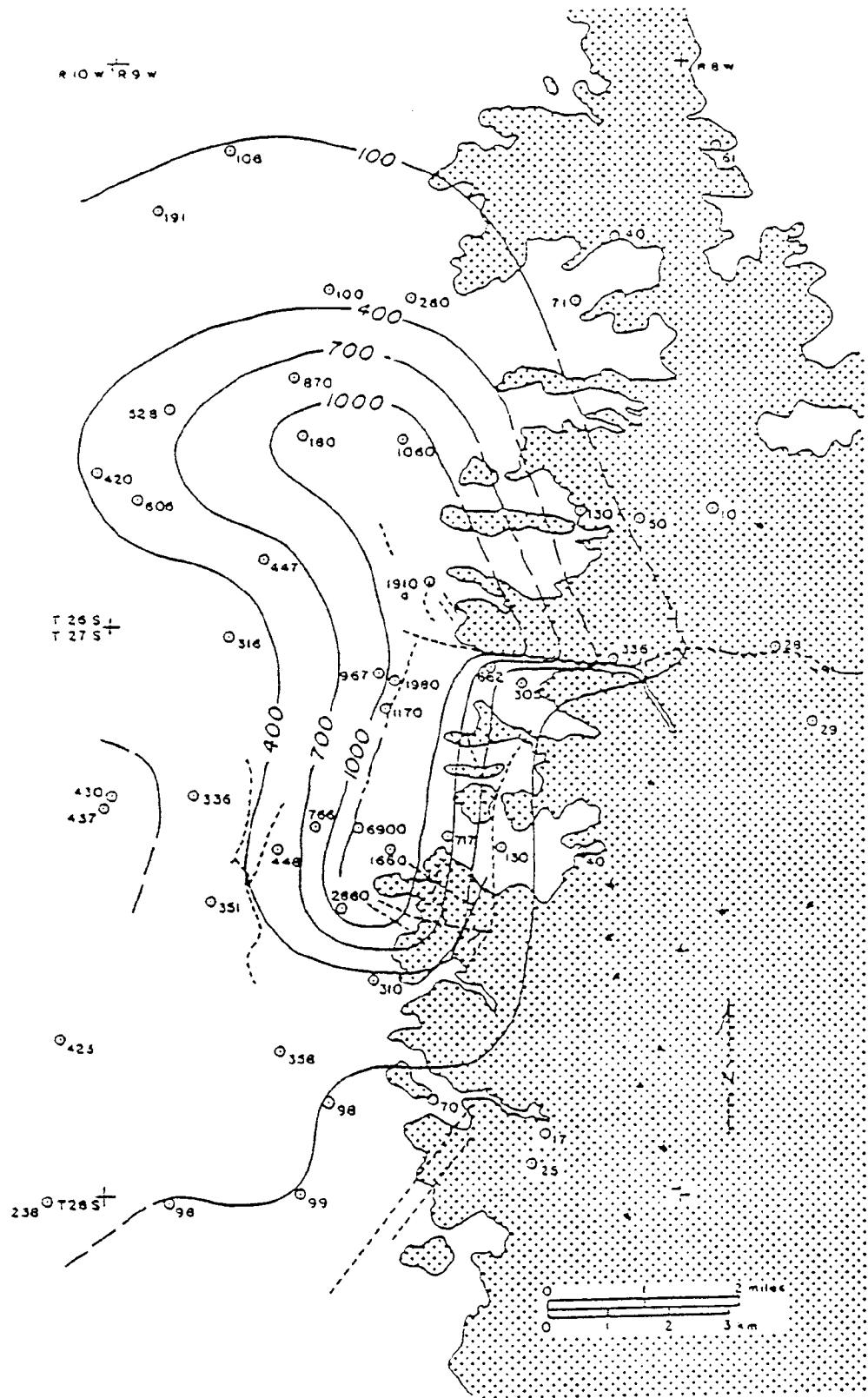


FIGURA 8.13. MAPA DE FLUJO CALORIFICO DEL YACIMIENTO GEOTERMICO ROOSEVELT HOT SPRINGS, UTAH (Ward et al., 1978).

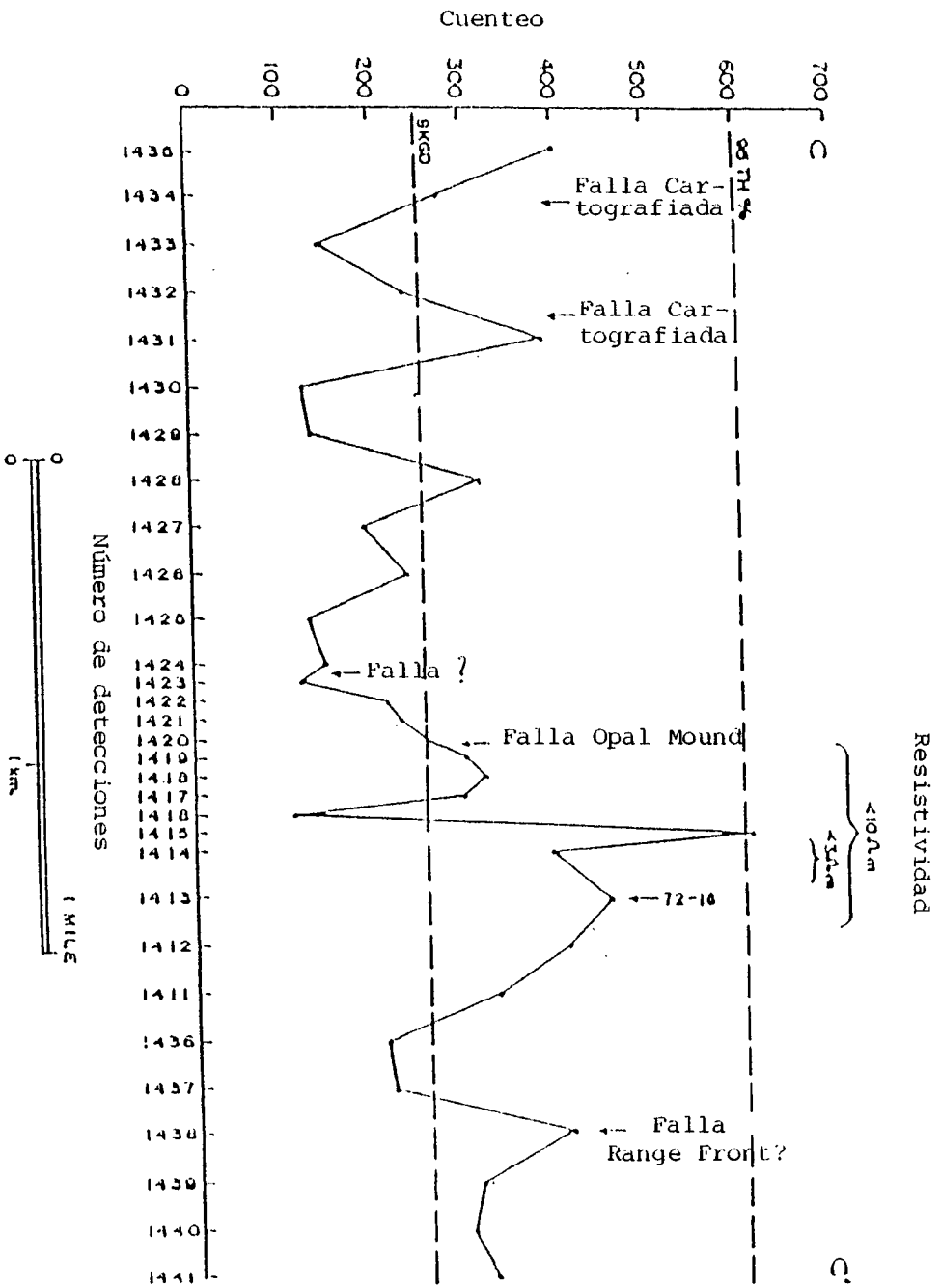


FIGURA 8.14. RELACION ENTRE LA DISTRIBUCION DE RA Y FALLAS (Nielsen, 1978).

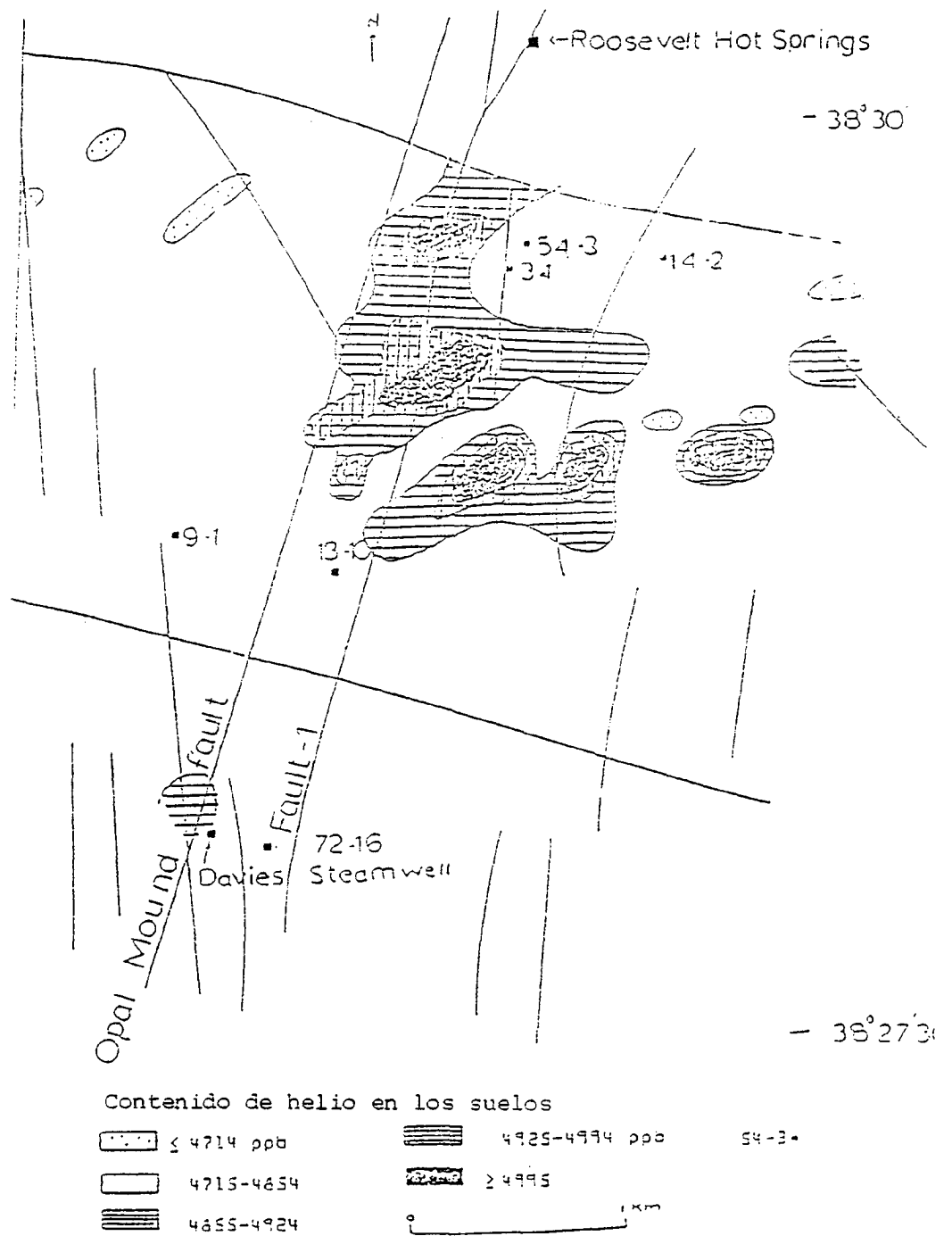


FIGURA 8.15. MAPA DE LA DISTRIBUCION DE HELIO Y SU CORRELACION CON FALLAS CONOCIDAS (Hinkle, 1980).

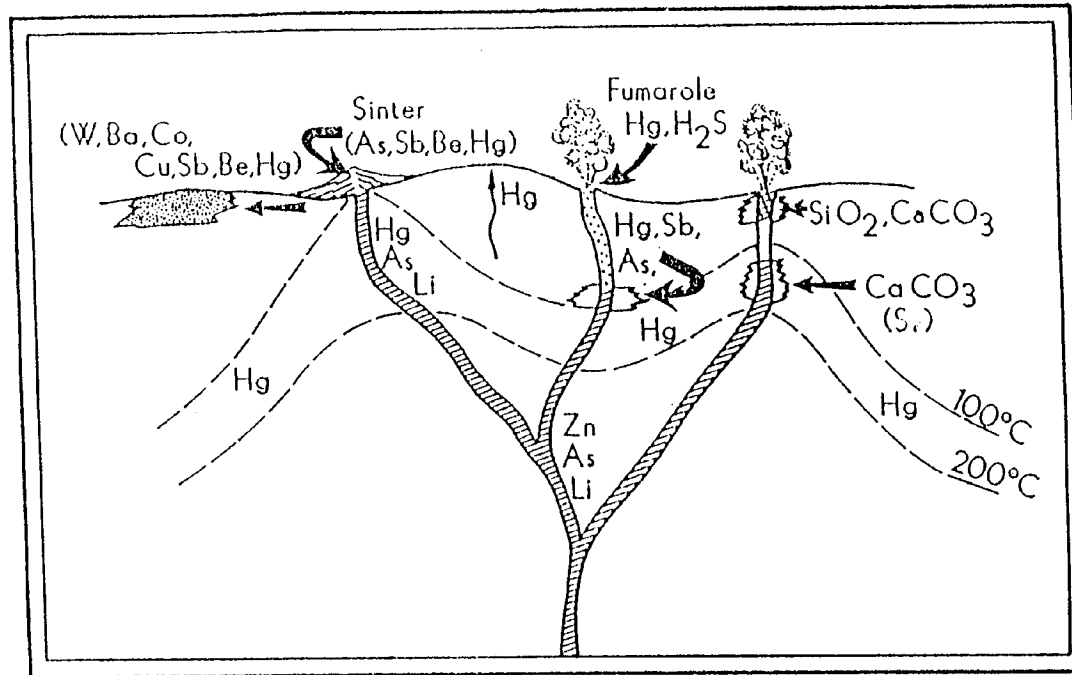


FIGURA 8.16. MODELO GENERALIZADO DE SISTEMA GEOTERMICO (Christensen et al., 1983).

TABLA 8.1

MINERALES HIDROTHERMALES DE ALGUNOS
CAMPOS GEOTERMICOS (Browne, 1978)

Mineral	Imperial Valley, California ^a	Yellowstone, Wyoming	The Geysers, California	Pavzhetsk, Kamchatka	Hatsukawa, Japan	Otake, Japan	Tongonan, Philippines	Kawah Kanajang, Java	M.Z. Volcanic Zone	El Tatio, Chile	Low temp. Iceland	High temp. Iceland	Larderello, Italy
Allophane													
Quartz	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Crystobalite													
Kaolin group	d	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Montmorillonite	d	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Interlayered illite-mont. illite	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Illite	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Strobelite	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Chlorite	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Celaodonite													
Alunite													
Anhydrite	x												
Sulfur													
Pyrophyllite													
Talc	x												
Diaspore													
Calcite	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Aragonite	xb	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Siderite													
Ankerite	x												
Dolomite	d	x											
Malcolme													
Malakite	x												
Malinite													
Gismondine													
Eriolite		x											
Limonite													
Phillipsite													
Stalactite													
Chabazite													
Thomsonite													
Clinoptilolite													
Heulandite													
Sillite													
Mordenite													
Prehnite	x												
Amphibole	x												
Garnet	x												
Calcite	x												
Clinzoisite													
Prehnite													
Spinel	x												
Andalusite	x												
Albite	x												
Rutile													
Leucokene													
Magnetite	x												
Hematite	x												
Pyrite	x												
Pyrrhotite													
Kaersite													
Base-metal sulfides	x												
Fluorite													

d = detritico; x = relicto

a = incluye Cerro Prieto, Baja California, México

b = depositado en canales y vias de descarga

TABLA 8.2

CONTENIDOS DE ELEMENTOS TRAZA EN LOS PRECIPITADOS CARBONATADOS

	1	2		3
		a	b	
As (ppm)		8750	375	
Ag (ppm)	115			
Bi (ppm)			263	238
Co (ppm)				
Cu (ppm)	10			
Hg (ppb)		7	17	48
Pb (ppm)		24		
Zn (ppm)	132	58		14

1. Precipitado de descarga del pozo MC-1. El agua fluye en el pozo a 190°C.
2. Precipitado de descarga del pozo M1-74D. El agua del pozo está a 56°C.
3. Precipitado de descarga en fuentes. El agua de la fuente está a 7°C.

IX. OBTENCION Y ANALISIS DE MUESTRAS DE FLUIDOS GEOTERMICOS

IX.1 Introducción y Consideraciones Generales

Para la investigación de los campos geotérmicos son necesarios análisis químicos precisos y completos. Dado que los fluidos geotérmicos son reactivos muy potentes, se deben tomar precauciones generales para estabilizar dichos fluidos y asegurar su integridad. La estabilidad de las aguas naturales ha sido el objeto de muchas publicaciones y muchos estudios. No hay un solo método de muestreo y análisis que sea ideal para todas las situaciones posibles y, naturalmente, la elección de los métodos de muestreo se debe a menudo basar en los métodos analíticos disponibles.

La obtención de muestras en fuentes calientes y en pozos que no tengan fases en ebullición, no presentan generalmente problemas de gran importancia. En general, el muestreo se debe dirigir hacia aquellos lugares donde las aguas emerjan como una fuente natural. Estas zonas estarán asociadas con grietas y fisuras y las probetas de muestreo deberán ser lo suficientemente largas como para que alcancen lugares de otra forma inaccesibles. Esto es importante porque las variaciones en la composición de las aguas de las fuentes, puede ser el resultado de procesos de evaporación. En cada emplazamiento, se deberá registrar el flujo y la temperatura del fluido de la fuente. Además, se deberán registrar la presencia y tipo de los precipitados de descarga, y la presencia, o ausencia de SH_2 .

La obtención de muestras de gases y muestras representativas de fluidos a alta temperatura (yacimientos con temperaturas superiores a los 100°C), es de alguna forma más complicada. Los gases liberados a partir de las fuentes calientes, se pueden muestrear, bien, mediante botellas llenas con una solución alcalina, o mediante el empleo de contenedores de vacío.

Las fumarolas se pueden muestrear utilizando probetas de titanio o de acero inoxidable, si el flujo de vapor es grande, o si es pequeño, utilizando una probeta de titanio. Finlayson (1970) proporciona

una buena revisión de los procedimientos a emplear para el muestreo de fumarolas.

Los procedimientos de muestreo de pozos geotérmicos han sido descritos detalladamente por Nehring y Truesdell (1977). El muestreo de los pozos geotérmicos, se debe hacer de tal manera que se tomen cantidades pequeñas pero representativas de los fluidos, bien sea gases, vapor o líquido. Este muestreo se realiza generalmente con un separador ciclónico. Los análisis químicos de las fracciones de vapor, líquido y gas, junto con las medidas de campo sobre la entalpía total del fluido y la presión del separador, pueden entonces utilizarse para reconstruir la composición del fluido geotérmico.

En esta sección se describen algunos de los métodos utilizados para obtener buenas muestras de fluidos geotérmicos, las técnicas más apropiadas de preservación de dichos fluidos y algunos de los métodos analíticos usados por varios laboratorios expertos en el tema.

IX.2 Toma y Análisis de Muestras de Aguas

Una de las primeras consideraciones de importancia que hay que realizar, es que la limpieza y el almacenamiento de las botellas de muestreo es muy importante. En el campo, el equipo que se va a reutilizar, deberá ser aclarado inmediatamente después de su uso con agua destilada o desmineralizada. Si el agua muestreada se seca en el equipo o los contenedores, tanto el equipo como dichos contenedores, deberán ser lavados con ácido antes de que se vuelvan a emplear. Las botellas de muestra (de polietileno o polipropileno) se deben lavar con jabón durante al menos dos horas, preferiblemente durante la noche, en una solución al 20% de NO_3H y a continuación enjuagar tres veces con agua desmineralizada. Una vez que hayan escurrido (hasta que estén secas o prácticamente secas), las botellas se deberán cerrar con un tapón, fuertemente, para prevenir la contaminación. Este procedimiento se debe de seguir tanto para las botellas nuevas, como para las botellas ya empleadas. Los tapones de material polietilénico*, los cuales proporcionan un buen aislamiento, no se pueden empapar en ácido, pero si se deben lavar

*) Los tapones de material polietilénico no se deben emplear para muestras ácidas, dado que puede tener lugar una contaminación de Ca.

brevemente en un baño de ácido e inmediatamente aclarar varias veces con agua desmineralizada. Se podrán emplear tapones de polipropileno, si con ello se consigue un buen aislamiento; esto se puede comprobar cerrando una botella vacía y apretándola para comprobar si hay alguna pérdida de aire. Los tapones de polipropileno, se deberán limpiar de la misma manera que la recomendada para las botellas. La contaminación, particularmente aquella que se realiza por metales traza o Na, K, Ca, puede tener lugar si estos procedimientos que se han recomendado anteriormente, no son seguidos con precisión. Dicha contaminación puede también suceder si los colectores de muestras o el equipo en general es metálico.

Antes de iniciar la toma de muestras, se debe decidir cuales son los análisis necesarios. Si entre dichos análisis hay algunos que se deban realizar inmediatamente, se debe prever la disponibilidad de equipos de campo para realizar dichos análisis. Estos equipos se deben ensayar siempre con anterioridad a su uso en el campo, en un laboratorio. Una de las compañías comerciales que fabrica equipos de campo adecuados es, por ejemplo, Hach Chemical Co., Ames, Iowa. Sin embargo, es aconsejable ensayar todos los instrumentos o procedimientos recomendados mediante la utilización de estándares preparados con precisión o la utilización de muestras de agua de composición conocida. Se debe testificar el rango de variación esperado para las concentraciones de muestras. Como ejemplo, el equipo para los ensayos de alcalinidad de la casa Hach, da instrucciones para dos rangos de valores. Sin embargo, las instrucciones del equipo no proporcionan el nivel de alcalinidad, al que se debe realizar el ensayo para el rango más bajo. Si suponemos un error posible de una gota, automáticamente resultará un error del 10% que se verá incrementado según disminuya la alcalinidad. Para minimizar este error, se debe utilizar el procedimiento del rango inferior (15 ml) para 10 granos/galón** o menos. Un error de una gota se reduce entonces a 0,4 granos/galón. Es también recomendable comprobar la precisión de los volúmenes empleados en los instrumentos de medida.

A menudo es difícil obtener valores precisos del pH. Es aconsejable leer las instrucciones del fabricante para tener un conocimiento adecuado de los requisitos del medidor de pH. Un medidor y un electrodo en buenas condiciones, no deben cambiar (se necesita un ajuste de calibración) más que unas cuantas centenas de unidad de pH, si se comprueba durante varios días. La calibración se debe realizar con dos soluciones. Prácticamente todos los medidores tienen un ajuste de calibración y un ajuste de inclinación. Se deberán utilizar siempre soluciones de pH 7 para ajustar el botón de calibración. El ajuste de inclinación se hace con un segundo estándar pH, habitualmente 4 ó 10. Observar las oscilaciones antes de que se alcance el pH estable con la solución de calibración. La oscilación es corrientemente más larga en las aguas naturales. El electrodo se deberá aclarar con agua desmineralizada y secar antes de introducirlo en la solución de calibración. Se debe utilizar una capa de sílice hidrófilo en el contenedor para la utilización adecuada del mismo; dicha capa se puede destruir si se almacena en un lugar húmedo. Siempre se deberá tomar como precaución el llenar la cápsula del electrodo antes de poner dicho electrodo en ella. Para esto se puede utilizar agua, una solución de ClK o una solución de pH 7.

Para las muestras de aguas, se utiliza normalmente un filtro de tamaño de poro de 0,45 micras. Este procedimiento puede ser difícil si el agua contiene un volumen considerable de sólidos en suspensión. En dicho caso será preciso realizar un prefiltrado con filtros de malla mayor (5 ó 1 micra). El filtrado se puede realizar bien a presión, o bien por vacío. El filtrado por vacío, generalmente, desgasificará la muestra y puede (especialmente si la muestra está caliente o contienen lodos) concentrar los minerales disueltos debidos a la evaporación. El filtrado por presión, puede introducir O₂ o CO₂ proveniente del aire, pero es menos probable el cambio de la composición de la muestra de una forma apreciable. El filtrado por presión es pues recomendable, especialmente para la determinación de alcalinidades. El aparato más sencillo es una gran jeringa de plástico (de 50 a 100 cm³), con un soporte para filtro, la cual se puede adquirir en la mayoría de los almacenes de equipos de

(**) 1 grano galón = 17,118 mg/l.

laboratorio. Se pueden comprar o fabricar filtros de presión de "plexiglass" de mayor tamaño. Estos pueden utilizar una válvula de goma, una bomba de hinchar neumáticos, un cilindro de gas (N_2 ó Ar), o una bomba peristáltica para el suministro de presión.

Dado que siempre hay un cierto grado de incertidumbre en todos los procedimientos analíticos, se considera como buena práctica el enviar a un laboratorio de control, un duplicado de alguna muestra (utilizando una numeración diferente o un número de designación diferente), este procedimiento nos proporciona una buena indicación de la calidad del trabajo analítico que estamos realizando. Los procedimientos de campo deben también repetirse, para comprobar su calidad.

En la Tabla 9.1 se resumen las técnicas analíticas y de preservación que se utilizan en el Instituto de Investigación de la Universidad de Utah. Alternativamente, se puede utilizar la espectrometría de plasma para los análisis de cationes y elementos traza. Este procedimiento es más efectivo en cuanto a costo que la espectrofotometría por absorción atómica, además de que se pueda llegar a medir la concentración de 37 elementos de forma simultánea. Los límites de detección analítica, son en muchos casos inferiores, utilizando el procedimiento de espectrometría por plasma, que utilizando los métodos de absorción atómica.

IX.3 Toma y Análisis de Muestras de Gases

Las concentraciones de gas se deben de medir en las muestras de agua y cuando se muestreen los pozos, en muestras, tanto del agua, como del total de vapor enfriado (fracciones de gas y condensados). Este procedimiento es preciso, ya que mientras que los gases se separan preferentemente en la fase vapor, parte de ellos permanecen disueltos en el agua. El CO_2 disuelto en el agua, se puede preservar por la adición de una solución concentrada, saturada en NH_4OH , con Cl_2Sr . De esta forma precipitará el CO_2 como CO_3Sr . El amoníaco se utiliza para neutralizar la solución. Dado que el CO_2 es muy inestable en las aguas y se libera rápidamente a la

atmósfera, se debe realizar su preservación, inmediatamente después de que se haya tomado la muestra. A continuación la muestra se pesará, filtrará y se guardará para análisis isotópico.

La cantidad de sulfuro de hidrógeno disuelto en el agua, se puede determinar mediante su precipitación en forma de SCd utilizando Cl_2Cd . Nehring y Truesdell (1977) determinaron que el equilibrio dióxido de carbono-bicarbonato, mantiene el pH por encima de 3, de forma que no haya pérdida de SH_2 incluso en presencia de un exceso de Cd.

La cantidad de amoníaco disuelto en el agua se puede preservar mediante la acidificación de la solución, si ésta es alcalina. La botella para la obtención de muestras de la Figura 9.1 se puede también utilizar para tomar muestras de otros gases. Los gases se almacenan en la parte superior de la botella una vez que ésta se ha llenado prácticamente en su totalidad con agua. La botella se debe vaciar y pesar antes de su llenado.

La muestra de vapor enfriado (gases y condensados), se debe tomar con una botella de gas de 300 ó 500 ml (Figura 9.1), que contenga de 50 a 100 ml de NaOH 4N (sin carbonato). En algunos casos, las cantidades de gases, excepto el CO_2 y el SH_2 pueden ser demasiado pequeños para poderse medir, siendo necesario tomar una muestra adicional de la parte superior del separador. Dado que la cantidad de CO_2 y SH_2 es previsiblemente mayor, una cantidad de 100 a 150 ml de NaOH será necesaria para esta muestra. Nehring y Truesdell (1977) han encontrado que, a veces, es necesario restringir el flujo de gas en la botella (mediante la inserción de un tubo de vinilo que conecte la botella con el condensador), para equilibrar el flujo de gas dentro de la botella y el flujo en el separador gas-agua. La solución se analiza en el laboratorio para determinar el CO_2 y SH_2 , mientras que los restantes gases se analizan por cromatografía de gases.

IX.4 Toma de Muestras y Análisis de Isótopos

Las muestras de agua para análisis isotópicos se deben tomar en

botellas de cristal con tapones de seguridad a rosca. Las botellas deberán estar completamente llenas, y tan libres de materiales en suspensión como sea posible. El filtrado no se recomienda para evitar la posibilidad de alguna evaporación y fraccionamiento de isótopos de la muestra. Una vez tomadas las muestras, las botellas se deberán sellar con cinta aislante.

La cantidad y la preservación de las muestras depende de los tipos de isótopos que se quieran analizar. No se necesita ningún tipo especial de preservación, si los isótopos a analizar son el oxígeno-18 y el deuterio, en cuyo caso es generalmente preciso, una cantidad de 125 ml de agua. Para el caso de sulfatos disueltos (oxígeno-18 y azufre-34), es preciso tomar uno o dos litros de muestra, dado que son necesarios 20 a 30 mg de SO_4 para este tipo de análisis. La muestra se deberá preservar con una solución de 4 ml/l de formalín, para inhibir la oxidación bacteriana del SH_2 a SO_4 .

Las muestras de la fase condensada, también se pueden utilizar para el análisis de oxígeno-18, deuterio, CO_2 y SH_2 . El sulfato no se analiza generalmente en el condensado porque se forma mediante la oxidación de SH_2 .

Los contenidos en tritio y carbono-14 se pueden también determinar para ayudar a establecer la edad de las aguas geotérmicas. Estos análisis son generalmente caros y difíciles de realizar y, en general, no proporcionan una información que se pueda utilizar a la hora de elaborar el programa de exploración de un campo geotérmico. En consecuencia, quedan restringidos para programas específicos de investigación.

IX.5 Determinación de la Calidad de los Resultados Analíticos

Muchos son los factores que pueden afectar la calidad de los análisis químicos. Se puede obtener una primera estimación de la calidad mediante la evaluación de los datos analíticos. Sin embargo, incluso las determinaciones muy precisas de los laboratorios pueden a veces conducir a resultados erróneos. Por ejemplo, se pueden obtener

valores muy precisos de muestras que han sido almacenadas durante largos periodos de tiempo o que se hayan tomado de forma inadecuada o preservado de forma incorrecta, aunque estos valores pueden ser muy distintos de los correspondientes al agua original (inexactos). Tales factores se deben tener en cuenta a la hora de interpretar los datos.

En general, bajo condiciones ideales, los constituyentes mayores, deben de tener una precisión de ± 2 a 10% (la diferencia entre el valor real y el medido). Por debajo de un ppm, este valor no será probablemente superior a $\pm 10\%$. La precisión no deberá ser inferior al 2 ó 3% para los elementos mayores en concentraciones por encima de aproximadamente 10 ppm. En la práctica, la precisión estará relacionada con los límites de detección de cada elemento. Un ejemplo de dichos límites de detección, que se utilizan en el Laboratorio de Ciencias de la Tierra para distintos constituyentes de las aguas, son los mostrados en la Tabla 9.2. Estos límites de detección son superiores a los valores ideales proporcionados normalmente por el fabricante de instrumentos, dado que incorporan el efecto de la presencia de parejas de soluciones en las determinaciones analíticas individuales. En el límite de detección, la precisión no es inferior al $\pm 100\%$ y a 10 veces el límite de detección, no debe ser inferior a $\pm 10\%$.

Un método de calcular la precisión es la determinación del balance catión-anión. En el caso ideal, la suma de los cationes en miliequivalentes, debe ser igual a la suma de los aniones considerados en la misma unidad de medida. Una guía práctica de utilidad, es que para aguas con un contenido total en sólidos disueltos mayor de 1.000 mg/l, la diferencia entre las dos sumas, debe ser inferior al 3% del total. Las aguas con salinidades bajas (menores de aproximadamente 250 ppm) están sujetas a mayores errores, que pueden ser del orden de $\pm 10-15\%$.

Otro método útil para determinar la precisión de los análisis, es comparar los valores entre los contenidos de sólidos disueltos medidos y los estimados. Los dos valores no deben, generalmente, diferir en más de unos cuantos ppm.

Mientras que ambos métodos anteriormente descritos, proporcionan guías de utilidad para estimar la calidad de la información, están basados en ciertas hipótesis. Se debe suponer, en primer lugar, que se han determinado todos los constituyentes mayores y que la carga de cada especie se conoce mediante el balance catión-anión.

Las comprobaciones de los análisis se pueden también realizar enviando muestras duplicadas de forma rutinaria a diferentes laboratorios y comparando los resultados analíticos de estas muestras. También se pueden dar errores en los laboratorios durante el proceso de registro de los datos analíticos, o como resultado de variaciones instrumentales o falta de una estandarización adecuada. Los errores que se cometen a la hora de pasar los datos son a menudo fáciles de determinar, mediante la comparación de los resultados de unas muestras con otras. Los efectos de una estandarización inadecuada pueden ser reconocidos examinando los datos de días distintos para buscar diferencias sistemáticas. Para este tipo de localización de errores, las muestras duplicadas son especialmente útiles.

REFERENCIAS CAPITULO IX

Finlayson, J.B., 1970, The collection and analysis of volcanic and hydrothermal gases: Geothermics, Special Issue No. 2, p. 1344-1354.

Nehring, N.L., and Truesdell, A.H., 1977, Collection of chemical, isotope, and gas samples from geothermal wells: Proc. 2nd Workshop on Sampling Geothermal Effluents, Las Vegas, Nevada, EPA-600/7-78-121.

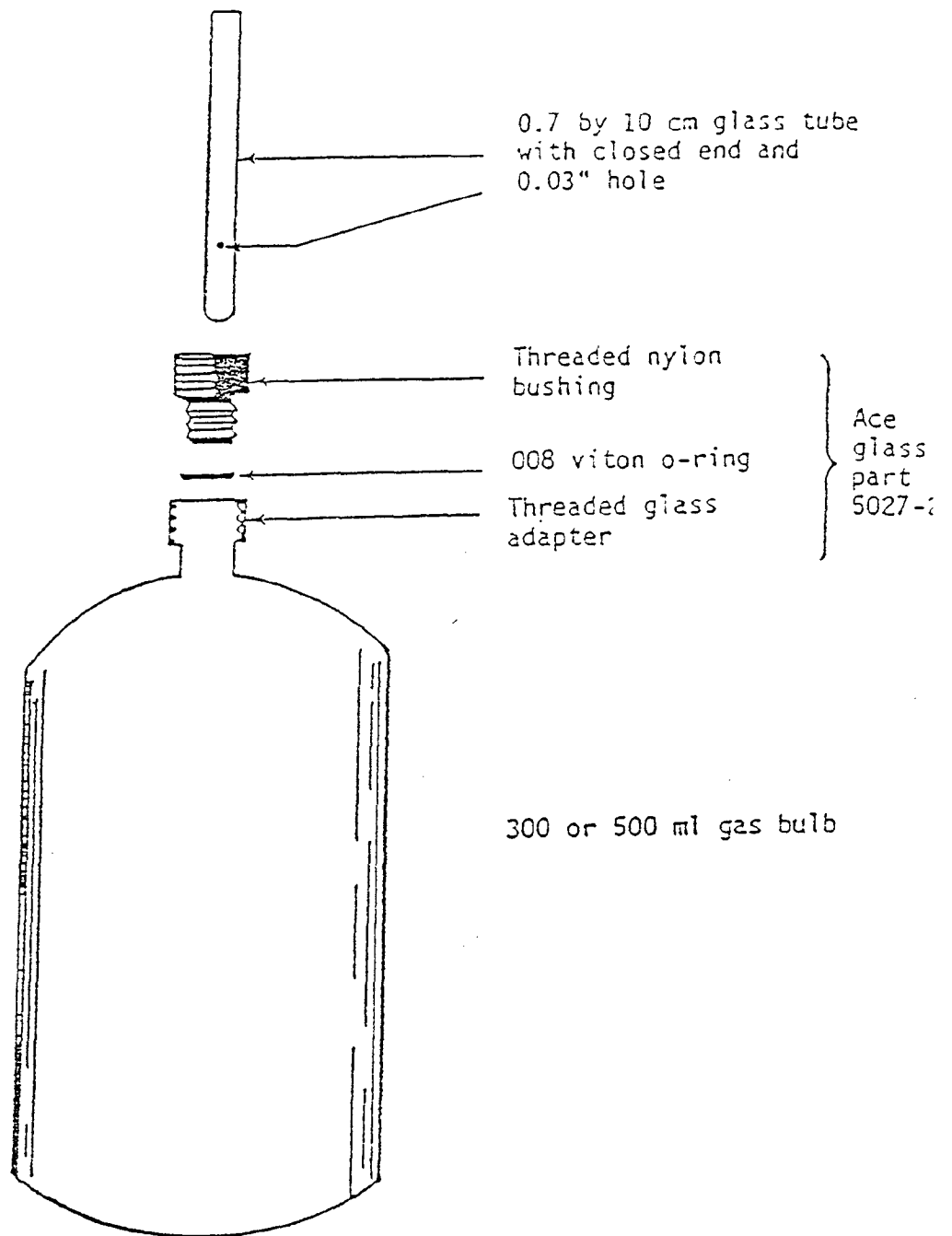


FIGURA 9.1. ESQUEMA DE BOTELLA TOMAMUESTRAS PARA GASES (Nehring y Truesdell, 1977).

TABLA 9.1

TECNICAS ANALITICAS GEOQUIMICAS

	Filtered	Preservation	Recommended Analytic Technique
Na	yes	2% HNO ₃ v/v	AA, flame
K	yes	2% HNO ₃ v/v	AA, flame
Ca	yes	2% HNO ₃ v/v	AA, flame
Mg	yes	2% HNO ₃ v/v	AA, flame
Fe	yes	2% HNO ₃ v/v	AA, flame
Li	yes	2% HNO ₃ v/v	AA, flame
Sr	yes	2% HNO ₃ v/v	AA, flame
SiO ₂	yes	dilute 1/10 v/v with SiO ₂ free demin. H ₂ O	colorimetric, molybdenum blue
Cl	either	none	Mohr titration
F	either	none	specific ion electrode
SO ₄	yes	1% HCl	gravimetric
total alkalinity	yes (pressure only)	none	dilute H ₂ SO ₄ titration
pH ²	no	none	pH meter
TDS	yes	none	gravimetric
NH ₄	no	1% H ₂ SO ₄	gas sensing electrode
Se	yes	1% HCl	AA, hydride generation
Hg	dissolved, yes	5% HNO ₃ + .05% K ₂ Cr ₂ O ₇	AA cold vapor or gold film Hg detector
B	yes	2% HNO ₃	colorimetric, curcumin or carminic acid
Trace Elements	yes	2% HNO ₃	AA, flame or carbon furnace

AA = Espectrofotometría por absorción atómica

Todos los análisis se deben realizar tan pronto como se pueda, en una o dos semanas siempre que sea posible.

TABLA 9.2

LIMITES DE DETECCION EN PPM DE IONES EN
 AGUA POR EL METODO DE ESPECTOMETRIA DE PLASMA

Na	1	P	0.6	Bi	2.5	Mn	0.2	U	6
K	2.5	Sr	0.01	Cd	0.06	Mo	1	V	1
Ca	0.2	Ba	0.6	Ce	0.2	Ni	0.1	W	0.1
Mg	0.5	Ag	0.05	Co	0.02	Pb	0.2	Zn	0.1
Fe	0.02	Au	0.1	Cr	0.05	Sb	0.7	Zr	0.1
Al	0.6	As	0.6	Cu	0.06	Sn	0.1		
Si	0.2	B	0.1	La	0.1	Te	1.2		
Ti	0.1	Be	0.005	Li	0.05	Th	2.5		

X. METODOS DE REPRESENTACION DE DATOS

X.1 Introducción

La mayoría de los distintos métodos de representación, han sido ideados para representar y evaluar estadísticamente la información geoquímica. Algunos de estos métodos han sido ya descritos en los capítulos anteriores; entre éstos hay que incluir los diagramas ión-ión, diagramas de curvas de concentración iónica, diagramas de Piper, y representaciones de entalpía-sílice y entalpía-cloruro. En este capítulo se describirán algunas otras técnicas de representación de datos.

X.2 Diagramas de Concentración Iónica

Los diagramas de concentración iónica son útiles por varias razones. Por una parte proporcionan de forma sencilla un resumen de los datos analíticos de tal forma que se puedan examinar rápidamente. El más común de éstos es el diagrama de Piper, el cual ya ha sido ampliamente referenciado; también han sido desarrollados otros varios tipos de diagramas de concentración iónica, en general, estos diagramas expresan las concentraciones iónicas, en forma de miliequivalentes por litro. Las concentraciones se pueden representar en gráficos de barras o en gráficos sectoriales o como vectores.

Los diagramas de barras, que son los que se usan más comúnmente, fueron desarrollados por Collins (1923, en Hem, 1970). En este tipo de representación, la concentración del anión o el catión es proporcional a la altura de la barra que se representa en el gráfico. La barra se divide en dos partes por una línea vertical; la mitad izquierda representa a los cationes y la mitad derecha corresponde a los aniones. De esta forma se pueden comparar distintos números de muestras en un solo gráfico. Un ejemplo de este tipo de diagrama es el que se muestra en la Figura 10.1. Aunque los diagramas de Collins no consideran los constituyentes no iónicos, es bastante sencillo incluirlos en el diagrama mediante la adición de una barra adicional. La concentración del sílice, se debe de calcular en milimoles

por litro más que en miliequivalentes por litro, dado que los miliequivalentes no se pueden usar para especies solubles sin carga.

Maucha (1949) propuso la representación de los análisis como vectores (Figura 10.2). En este tipo de representación, la longitud de cada uno de los seis vectores representa la concentración de un ión en miliequivalentes por litro. Dado que el diagrama es relativamente difícil de leer, no ha tenido mucha aceptación. Hem (1970) sugiere, sin embargo, que este tipo de diagrama puede ser de alguna utilidad para mostrar algunos elementos de la composición de los fluidos en un mapa donde el espacio es limitado. En este sentido, la representación vectorial, se puede utilizar de la misma manera que se utilizan los diagramas de polos en los mapas de cartografía geológica.

Un método alternativo de representación vectorial fue el desarrollado por Stiff (1951). En este método, los vectores se dibujan como líneas paralelas horizontales que se extienden desde un eje vertical, considerado como el origen o cero. Un ejemplo del diagrama de Stiff se muestra en la Figura 10.3. Cada vector representa la concentración de un ión o catión particular en miliequivalentes por litro. Los cationes se representan normalmente en el lado izquierdo del eje vertical, mientras que los aniones se representan en el lado derecho. La figura que se forma conectando los puntos finales de cada vector da un modelo característico que puede ayudar en la comparación del quimismo de muchas muestras. Además, la anchura de la figura proporciona una indicación general del contenido total en sólidos disueltos de la muestra.

Los diagramas sectoriales circulares, pueden también ser de utilidad para indicar la salinidad y composición de las muestras de aguas. En este tipo de diagramas (Figura 10.4) la longitud del radio es proporcional a la concentración iónica (en miliequivalentes por litro) y los distintos segmentos del diagrama representan las proporciones de los distintos iones.

Las concentraciones de grupos de cationes y aniones también pueden representarse en coordenadas rectangulares. Colby, Hembree y

Rainwater (1956), representaron los datos analíticos para el Ca+Mg, $\text{SO}_4+\text{Cl}+\text{NO}_3$, $\text{CO}_3+\text{CO}_3\text{H}$ y Na+K (Figura 10.5). Los dos últimos tipos de representación de datos mostrados en las figuras 10.4 y 10.5 son de gran utilidad para ilustrar la composición de distintos tipos de aguas en mapas a escala regional.

Los diagramas de porcentajes acumulativos, se pueden también utilizar para representar los quimismos del agua y comparar las composiciones de diferentes tipos de aguas. Los diagramas representan los porcentajes acumulativos de especies individuales o grupos de especies en miliequivalentes por litro. La línea envolvente de los perfiles se puede utilizar para diferenciar entre distintos tipos de aguas. Dichos diagramas son especialmente útiles para comparar un número limitado de muestras; cuando el número de muestras es abundante, este tipo de diagramas, es difícil de interpretar.

Cada uno de los distintos tipos de diagramas mencionados, puede servir para ilustrar la composición de distintos tipos de aguas. En general, el diagrama más utilizado para representar datos analíticos de un número elevado de muestras es el diagrama de Piper. Hay varias razones que justifican la selección del diagrama de Piper entre el resto de los diagramas disponibles: por una parte se pueden representar muchas muestras de distintas zonas, en el caso de que sea necesario, mediante la utilización de distintos símbolos sombreados, también se pueden mostrar las relaciones de mezcla entre distintas muestras, las muestras con afinidades químicas se detectan inmediatamente por su composición en este tipo de diagramas, el diagrama de Piper proporciona una forma muy sencilla de clasificación de los distintos tipos de aguas, y por último otros tipos de parámetros químicos, tales como la temperatura, el contenido iónico, etc, se pueden representar también en dichos diagramas como líneas de contorno.

Hay sin embargo también, algunas desventajas en la realización de este tipo de diagramas. La desventaja más importante es la falta de habilidad de este diagrama para mostrar el contenido total de sólidos disueltos de los fluidos. Sin este tipo de información no es posible determinar, a partir del diagrama, si las tendencias lineales entre

las muestras corresponden a procesos de mezcla de distintos tipos de aguas, o si son resultados de los procesos de cálculo. Un método para mostrar la concentración iónica, consiste en utilizar el diámetro del símbolo que representa cada muestra de forma proporcional a la concentración. Este artilugio de representación, es útil por razones ilustrativas, pero no es apropiado para un estudio cuantitativo de las relaciones entre las distintas muestras. Finalmente, a pesar de que se pueden representar un abundante número de muestras es a menudo difícil identificar cada una de las muestras individuales, manteniendo la claridad general del diagrama.

X.3 Interpretación Estadística de los Datos Geoquímicos

Se pueden también aplicar varios métodos estadísticos al estudio del quimismo de los fluidos. Dichos métodos parecen ser de alguna utilidad en el proceso de agrupación de muestras cuando se dispone de un gran número de información, sin embargo, los métodos estadísticos en general, tienden a quitarle importancia a las diferencias existentes entre las muestras. Tales diferencias, las cuales a menudo son muy sutiles, y quizás no significativas bajo un punto de vista estadístico, proporcionan a menudo las claves necesarias para el entendimiento de las relaciones químicas entre las diferentes muestras. Por esta razón, hasta el presente se ha prestado relativamente poca importancia al uso de métodos estadísticos en los estudios geotérmicos. Por otra parte, los métodos estadísticos simples, tales como promedios, determinación de la distribución de frecuencias y las correlaciones simples o múltiples, han sido ampliamente utilizadas en las investigaciones hidrogeológicas, para determinar tendencias y caracterizar distintos grupos de aguas.

Actualmente hay varios programas de computador bastante buenos para efectuar este tipo de análisis estadístico rutinario, de la información geoquímica. Entre los más útiles hay que destacar el SPSS (Statistical Package for the Social Sciences) y BMDP. Estos programas, escritos en Fortran, pueden realizar la mayor parte de los análisis estadísticos que se puedan precisar. En el Apéndice B se presenta un listado y breve descripción de las funciones estadísticas

realizadas por estos programas. Sin embargo, como se ha indicado anteriormente, la aplicación de forma rigurosa de métodos estadísticos a la investigación de sistemas geotérmicos, se debe llevar a cabo con grandes reservas, e incluso en nuestra opinión no es muy recomendable. La aplicación de los diagramas de Piper y de los diagramas ión-ión proporciona, según nuestra experiencia, un método mucho más simple para la comparación de los grupos de análisis químicos.

REFERENCIAS CAPITULO X

Colby, B.R. Hembree, C.H., and Rainwater, F.H., 1956, Sedimentation and chemical quality of surface waters in the Wind River Basin, Wyoming: U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1373, 336 p.

Hem, J.D., 1970, Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water: U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1473, 363 p.

Maucha, R., 1949, The graphical symbolization of the chemical composition of natural waters: Hidrol. Kozolyn, v. 13, p. 117-118.

Stiff, H.A. Jr., 1951, The interpretation of chemical water analyses by means of patterns: J. Petroleum Tech., v. 3, p. 15-17.

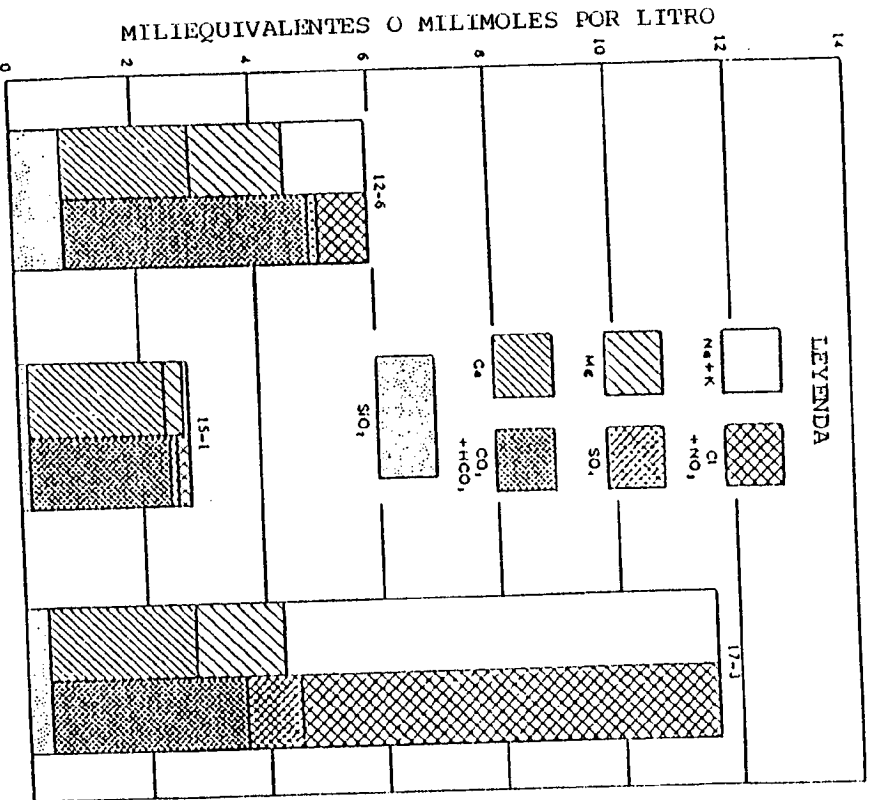


FIGURA 10.1. DIAGRAMA DE BARRAS

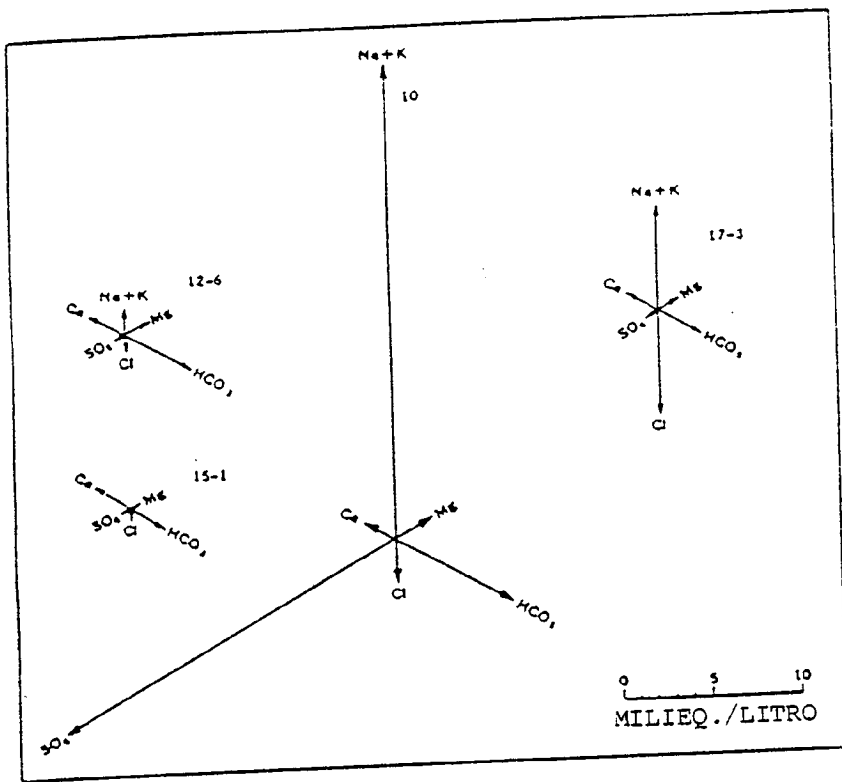


FIGURA 10.2. DIAGRAMA SECTORIAL

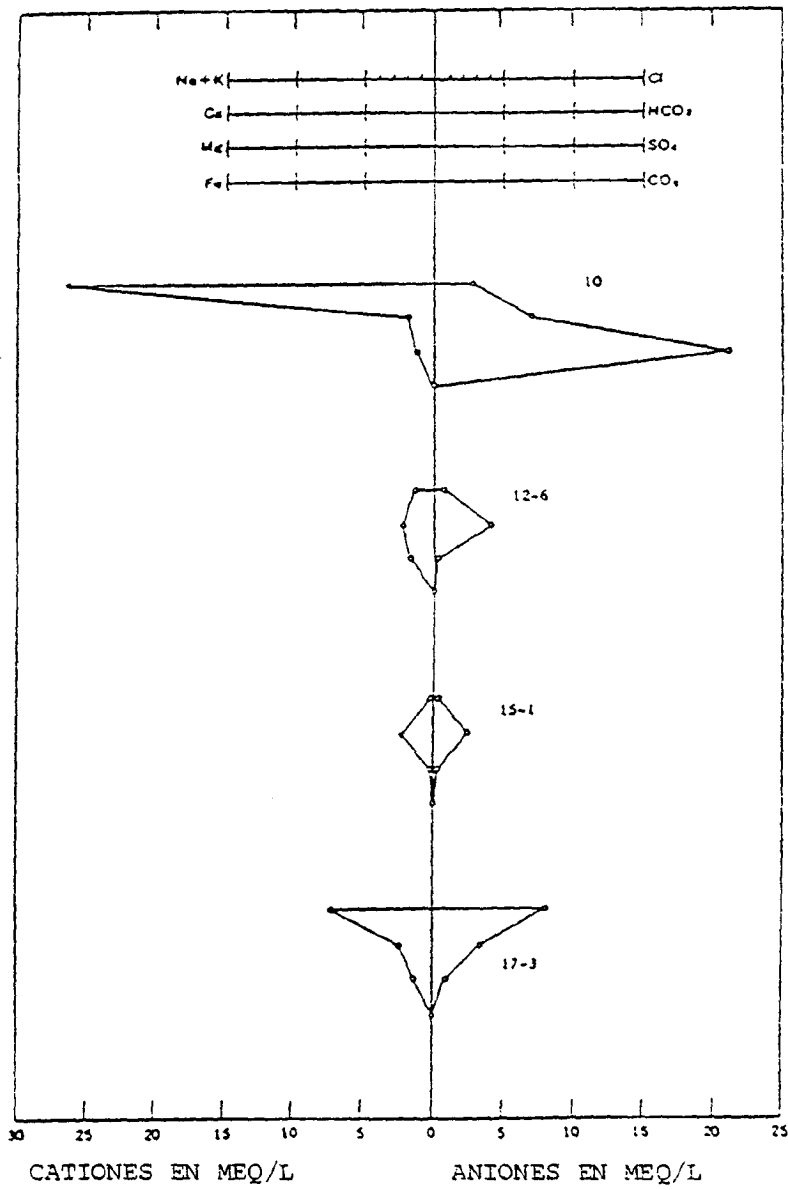


FIGURA 10.3. DIAGRAMA DE REPRESENTACION

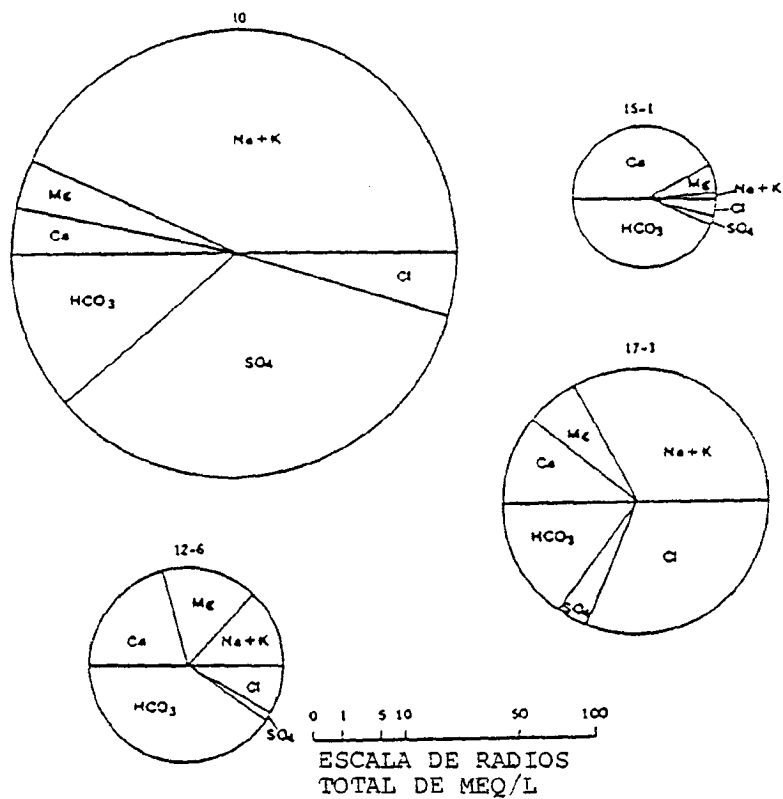


FIGURA 10.4. DIAGRAMA DE REPRESENTACION POR SECCIONES DE CIRCULOS

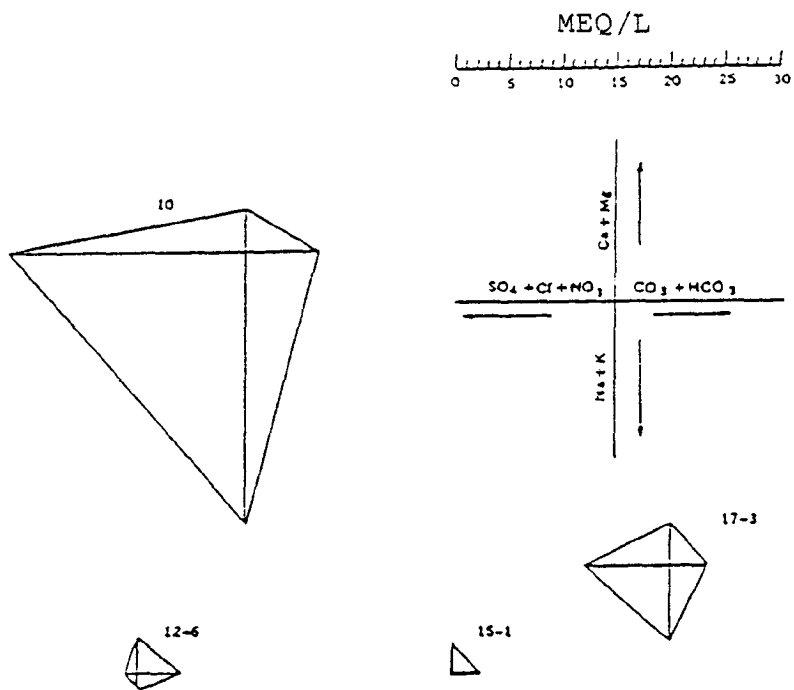


FIGURA 10.5. DIAGRAMA DE REPRESENTACION POR COMBINACION DE ANIONES Y CATIONES

XI. ESTRATEGIAS DE EXPLORACION

XI.1 Introducción

El desarrollo geotérmico es un esfuerzo interdisciplinario. En la Figura 11.1 se muestran algunos de los elementos que deben componer el equipo que trabaje en el desarrollo de un recurso geotérmico. Como los recursos geotérmicos son fenómenos geológicos, la información sobre ciencias de la tierra se necesita en todas las fases del desarrollo de un recurso geotérmico. Este papel de las ciencias de la tierra es similar al que se le quiere para el desarrollo de las reservas minerales o de petróleo.

A lo largo de los años, las industrias mineras y del petróleo han desarrollado instrumentos científicos y técnicas para resolver sus problemas de exploración particulares de una forma óptima, lo cual ha requerido el gasto de, literalmente, decenas de millones de dólares en investigación. Por el contrario, relativamente poco dinero se ha gastado en el desarrollo de instrumentos científicos y técnicas especializadas para resolver problemas relacionados con los ambientes geotérmicos. Dado que la industria geotérmica es relativamente joven es, en su mayor parte, incapaz de financiar las investigaciones y los desarrollos tecnológicos precisos. Las empresas públicas o privadas involucradas en el desarrollo de la exploración geotérmica, han tenido que recurrir a la utilización de instrumentos científicos ya existentes, los cuales no son generalmente los óptimos a la hora de su aplicación en la exploración geotérmica. En algunos casos, se utilizan técnicas o instrumentos de investigación para resolver problemas particulares. En el caso específico de las técnicas geoquímicas, las limitaciones que se presentan para su utilización en la exploración geotérmica, han sido discutidas a lo largo de este informe.

XI.2 Papel que Juegan las Ciencias de la Tierra en la Exploración Geotérmica

Cada una de las cuatro ramas fundamentales de las ciencias de la

tierra, geoquímica, geología, geofísica e hidrogeología, juegan un importante papel en las fases de exploración y desarrollo de campos geotérmicos. El uso de la geoquímica ya se ha descrito en detalle en los párrafos anteriores.

Geología. La obtención de información geológica a través de la cartografía geológica y de los registros de sondeos, proporciona la información básica precisa para la interpretación del resto de la información que se obtiene durante la fase de prospección geotérmica. La cartografía geológica de superficie, o la evaluación sobre el terreno de los mapas geológicos ya existentes, debe ser el primer paso a tomar en la exploración geotérmica. El geólogo de campo (1) identifica las unidades geológicas; (2) cartografía las estructuras existentes dentro, y a lo largo de, las unidades geológicas (fallas, fracturas, pliegues, contactos entre formaciones geológicas; (3) estudia las relaciones de edad entre estas unidades geológicas; (4) busca evidencias de actividad geotérmica, las cuales pueden variar desde la existencia obvia de fuentes, geisers y fumarolas, hasta indicadores muy sutiles tales como alteración hidrotermal de las rocas o depósitos de cenizas volcánicas (SiO_2) o travertino (CO_3Ca) relacionadas con fuentes termales; (5) estudia las relaciones geológicas de la zona específica que está siendo objeto de la prospección con respecto a la geología regional; (6) toma muestras de rocas y minerales para su subsiguiente examen microscópico, datación, análisis geoquímicos o caracterización geofísica; y (7) toma muestras de los fluidos de los pozos y fuentes, para estudios geoquímicos. Todo este trabajo ayuda a obtener las primeras respuestas a la gran cantidad de preguntas sobre la posibilidad de existencia de un área geotérmica, tales como:

- (1) ¿hay evidencia directa de actividad geotérmica en la zona?,
- (2) ¿existen rocas volcánicas de edad reciente (menores a 1 millón de años) en la zona, que puedan indicar la existencia de una masa subyacente de roca caliente que pueda ser considerada como una fuente de calor?,

- (3) ¿existen unidades rocosas porosas y permeables, o fallas activas, o contactos abiertos entre las rocas que puedan constituir un sistema de circulación?, y bajo un punto de vista general,
- (4) ¿es la zona bajo consideración una zona de prospección viable?, y en el caso afirmativo ¿qué técnicas de exploración deben ser empleadas en los pasos siguientes?.

Geofísica. En términos generales, las investigaciones geofísicas cartografiarán e intentarán interpretar la distribución de las propiedades físicas de las rocas en profundidad. Cuando los datos generados con las investigaciones geofísicas se integran con los obtenidos en los estudios geológicos, geoquímicos e hidrogeológicos, el conjunto contribuye al desarrollo del modelo conceptual, e identifica de una manera efectiva, bajo el punto de vista de coste, aquellas partes del subsuelo que son más interesantes para investigar mediante una campaña de perforación. La selección de los métodos a aplicar en cada caso, depende en gran manera de la geología local y de los contrastes que se prevén que existan entre las propiedades físicas de las formaciones geológicas.

Hidrogeología. En toda campaña de exploración geotérmica, es necesario un buen conocimiento de la hidrología local y regional. La primera pregunta que se le hace al hidrogeólogo es la naturaleza de la porosidad y permeabilidad previsible a encontrar en profundidad. A continuación es fundamental el poder anticipar si dicha permeabilidad será controlada por fracturas y fallas, o si será de naturaleza intergranular ¿Dónde es más posible encontrar las zonas con mayor permeabilidad? En el caso de que se produjeran fluidos geotérmicos en una zona, ¿habrá un sistema de recarga o habrá una disminución de la cantidad de fluidos?. Para poder responder a este tipo de preguntas, el hidrogeólogo debe de trabajar en estrecha colaboración con los geólogos.

XI.3 Exploración Geotérmica. Consideraciones Generales

Las ciencias de la tierra tienen dos aplicaciones principales en el desarrollo de la investigación geotérmica:

1. Exploración de sistemas geotérmicos, y
2. Exploración de los sistemas geotérmicos.

En la Figura 11.2 se muestran una serie de fases a seguir para desarrollar este tipo de exploración. La fase de reconocimiento está diseñada para identificar las áreas de prospección de forma que se puedan categorizar para las fases posteriores de exploración detallada. Esta fase se refiere al punto (1) mencionado anteriormente, es decir, exploración para identificar sistemas geotérmicos. Una vez que el sistema geotérmico ha sido localizado, se inicia la exploración más detallada dentro del sistema en sí. El objetivo principal de ambas fases de exploración es seleccionar emplazamientos para la perforación de sondeos que permita la localización del recurso, para confirmar la presencia de dicho recurso y entonces obtener fluidos que puedan utilizarse para la implantación de una planta, así como el reinyectar los fluidos una vez que hayan sido beneficiados. Dado que la perforación de pozos geotérmicos es altamente costosa, el refinamiento de las técnicas de exploración tiene grandes posibilidades en cuanto, en tanto que permite bajar los costos del desarrollo de un sistema evitando la perforación de pozos no productivos.

Estrategia de Exploración. En la Figura 11.2 se muestra la estrategia de exploración en su forma más básica. Antes de que dicha estrategia pueda ser realmente útil, se debe añadir muchos más detalles a cada una de las fases en que consiste dicha estrategia. En este capítulo se describe una estrategia de exploración básica, como el encuadre para desarrollar estrategias más específicas o complejas. Hay varios aspectos de los que se muestran en la Figura 11.2 que merecen más discusión. En primer lugar, la exploración se inicia considerando grandes áreas, quizás del orden de 10.000 km^2 , durante las fases iniciales de reconocimiento, hasta el desarrollo de una lista de posibles zonas de prospección, y entonces continua con la testificación de cada una de las zonas seleccionadas, para determinar la exploración detallada y la perforación a realizar en cada una de ellas. Esto es, la exploración se inicia partiendo de una zona de gran extensión, a través de un proceso de eliminación de la mayor parte de el terreno considerado en principio como de poco interés y se continua con estudios detallados de una serie de áreas

mucho más pequeñas. Durante este proceso, es prudente utilizar las técnicas de exploración de menor coste unitario durante las fases iniciales del programa, y reservar aquellas técnicas de mayor coste para ser usadas posteriormente una vez que se haya reducido la extensión del terreno a prospectar. Otro elemento de la estrategia de exploración es que hay un número de puntos a lo largo del proceso de la exploración, en los cuales hay que considerar si se continúa con la exploración o si dicha exploración debe ser abandonada, es decir, se sigue o no con el proyecto. Para minimizar los riesgos y costes de la exploración y optimizar los resultados de la misma, se deben considerar todos los aspectos del proyecto y evaluar los "pros" y los "contras" en cada punto de decisión, y entonces comparar este proyecto a otros, así como también la posibilidad de otras formas de utilización de los recursos económicos y humanos.

Una vez que en una prospección se ha identificado la existencia de varias zonas favorables, se debe pasar a la categorización de dichas zonas considerando la exploración siempre como un programa único para conseguir así una mayor efectividad en cuanto al coste. En los puntos siguientes se discuten las estrategias de exploración, aplicadas principalmente a un proyecto único, pero se debe siempre considerar la posibilidad de que se lleven simultáneamente varias prospecciones en distintas etapas de exploración, y por tanto que se deben poder en cualquier momento, priorizar entre dichas prospecciones de forma que los recursos económicos y humanos sean utilizados de la mejor manera posible.

Es importante poner énfasis, sin embargo, en el hecho de que dado que los recursos geotérmicos son tan variables en cuanto a su detalle, que incluso entre recursos del mismo tipo general, no es posible especificar una cierta secuencia de técnicas de exploración que funcionen o que sean las más efectivas en cuanto al coste, bajo cualquier tipo de circunstancias. Puesto de otra manera, no hay una única estrategia de exploración que se pueda aplicar de forma única con esperanzas de éxito. La estrategia de exploración que se debe seguir en una zona específica, debe estar específicamente diseñada para su aplicación a esa zona por los profesionales que están

trabajando en dicha zona, e interpretando los datos que se están obteniendo.

XI.4 El Modelo Geológico Conceptual

El proceso de exploración es esencialmente aquel que se realiza en fases con el objetivo de obtener el mejor modelo geológico conceptual del recurso. La información para el diseño de dicho modelo proviene de los campos de la geología, geoquímica, geofísica, e hidrogeología. El modelo conceptual del recurso se utiliza para efectuar predicciones en las fases progresivas de exploración y, en el caso de que se descubra un yacimiento, en su utilización para desarrollar la ingeniería del yacimiento y su proceso de desarrollo. Estas predicciones se contrastan continuamente a medida que aumenta la información disponible, de forma que el modelo conceptual es un modelo continuamente cambiante que se actualiza de acuerdo con la información que se obtiene llegando así al modelo óptimo.

Los detalles del modelo conceptual del yacimiento pueden a veces ser difíciles de documentar. Dichos detalles se encuentran en los mapas geológicos, cortes geológicos, en los modelos producidos por computadores o en los bancos de datos y en las descripciones de los informes. Básicamente, las versiones mejores y más útiles de los modelos conceptuales son las que existen en las mentes de los científicos que trabajan en el proyecto específico.

No existe un único modelo geológico aplicable para todos los recursos geotérmicos. Por tanto, es imperativo un buen conocimiento de la geología local y regional para poder evaluar las posibilidades de descubrimiento de recursos geotérmicos. No todos los sistemas geotérmicos presentan manifestaciones en superficie lo suficientemente obvias como para conducir a su descubrimiento. Es parte del trabajo del explorador observar, medir e interpretar correctamente aquellos datos sutiles de carácter geológico, geoquímico, geofísico y/o hidrogeológico de un yacimiento geotérmico en profundidad y ayudar a preparar el programa de sondeos de perforación y pozos

de ensayo que conducirán al descubrimiento del yacimiento geotérmico.

El emplazamiento de pozos geotérmicos es bastante complicado. Incluso en una zona geotérmica bien conocida, tal como es el caso de The Geysers, California, donde se dispone de una experiencia en la localización y perforación de aproximadamente 700 pozos, el porcentaje de éxito en la ubicación de pozos productivos es solamente de aproximadamente el 80 por ciento. El porcentaje de éxitos de pozos productivos en zonas relativamente desconocidas es muy inferior, de aproximadamente el 15% en la provincia Basin and Range del oeste de los Estados Unidos. El bajo porcentaje de éxito no se refiere tanto a la identificación de zonas calientes anómalas sino a la localización de fluidos en cantidades suficientes como para que justifique la implantación de una planta industrial que amortice la perforación del sondeo, la testificación de los pozos y su mantenimiento. En muchos sistemas geotérmicos, el éxito está en la perforación de una o más fracturas que estén a su vez conectadas con otras fracturas y/o horizontes permeables dentro del yacimiento y, por último, conectadas con la fuente de los fluidos geotérmicos. Hay suficiente evidencia en la literatura científica para definir que fracturas con una apertura del orden de unos milímetros, pueden permitir un flujo suficiente de fluido como para que un pozo sea productivo. Aunque en la naturaleza todos los bloques rocosos están atravesados por fallas y fracturas cuyo espaciado varía desde unos pocos centímetros hasta decenas de metros, la mayoría de estas fracturas no se extienden lo suficiente como para que estén conectadas con las fuentes de los fluidos, y por tanto no forman parte del yacimiento en sí aunque puedan estar rellenas de fluidos termales. Dado que no existen métodos desde la superficie para detectar qué fracturas en particular son las que llevan los fluidos geotérmicos a profundidades de cientos a miles de metros, las técnicas de exploración son del tipo indirecto y habitualmente proporcionan solamente evidencias circunstanciales de la existencia y localización de un yacimiento.

XI.5 Estrategias de Exploración para Cuencas Sedimentarias

En la figura XI.3 se presenta la estrategia de exploración recomen-

dada para cuencas sedimentarias la cual está basada en consideraciones de tipo general sin tener en cuenta un conocimiento detallado de cada uno de los contextos geológicos específicos que se puedan dar. Esta estrategia se enfoca bajo un punto de vista geocientífico y presupone la utilización industrial de recursos de temperatura moderada (no suficiente para la generación de energía eléctrica) en las proximidades del yacimiento.

Para la evaluación inicial a escala regional del potencial de existencia de un recurso, es necesaria la recopilación de la información geológica regional, geofísica, gradiente térmico, así como de la información sobre fuentes termales y pozos de petróleo/agua. En la medida de lo posible se debe utilizar toda la información de pozos de petróleo, gas y aguas existentes en la zona. A continuación de la identificación de posibles recursos y sus áreas de aparición, es necesario determinar qué elementos faltan en la información general básica a escala regional (Fase 2). Frecuentemente, hay una serie de información disponible, como temperaturas de los sondeos, registros geofísicos de sondeos, registros litológicos (de lodos), y datos sobre calidad de las aguas. A partir de este tipo de información es a menudo posible obtener una primera estimación de los gradientes térmicos regionales así como información entre las relaciones estratigráficas, geología estructural, localización de acuíferos, localización de barreras hidrológicas que puedan forzar la subida de los niveles freáticos, así como características generales sobre la producción de fluidos geotérmicos. Se deben aplicar los geotermómetros químicos al análisis de las aguas para estimar las temperaturas probables de los yacimientos.

En este estado del programa se deben realizar investigaciones geoquímicas bastante económicas y efectivas en cuanto al coste. Siempre que sea posible, las fuentes calientes conocidas se deben volver a muestrear, y calcular los geotermómetros químicos a partir de los nuevos datos analíticos. Se deben preparar mapas de contornos de los distintos porcentajes de elementos. También se deben realizar entrevistas con los habitantes de la zona; frecuentemente este tipo de información lleva al descubrimiento de fuentes calientes

que no habían sido previamente identificadas ni muestreadas. En zonas pantanosas se puede utilizar la conductividad de las aguas superficiales para localizar surgencias termales.

En esta fase también se deben tomar muestras de las aguas subterráneas locales y de las aguas de precipitación. Mediante la comparación de las composiciones isotópicas de las aguas subterráneas con la de las aguas termales, se puede obtener información sobre las zonas de recarga y circulación de los fluidos.

La Fase 3 consiste en un período de estudio e integración de toda la información obtenida hasta el momento. En un ambiente geológico tal como el de las cuencas sedimentarias se debe prestar especial atención de la descripción de los cambios tanto verticales como laterales en la estratigrafía y a la composición del fluido. Los resultados de este análisis deben conducir a la identificación de zonas más pequeña y más prometedoras dentro de la cuenca, así como la identificación de qué nuevo tipo de información se ha de obtener en la fase siguiente, es decir, en la Fase 4.

A menudo los métodos geofísicos de reconocimiento se pueden utilizar de una manera altamente efectiva. La necesidad de obtener información adicional del subsuelo para ubicar de la forma más razonable los pozos de testificación, generalmente requiere el uso de uno o más técnicas geofísicas. La selección de estas técnicas vendrá fijada por dos parámetros fundamentales, los relacionados con la economía y las características geológicas de la zona en estudio. El quimismo de fluidos indicativo de recursos de alta temperatura puede justificar la utilización de sistemas de investigación geofísica muy caros mientras que los recursos de baja o media temperatura no lo justifican. Para la determinación de los bordes de las cuencas, espesores de los sedimentos y localización de estructuras que puedan ser importantes como conductos para los fluidos geotérmicos, es recomendable la realización de estudios aeromagnéticos y gravimétricos. La información magnética puede también cartografiar la presencia de coladas volcánicas, diques y cuerpos intrusivos a lo largo de los márgenes de las cuencas. Los estudios litológicos y de alteración de los detritos de sondeos realizados sin extracción de

testigo, en el caso de que sean disponibles, pueden añadir una información valiosa para evaluar la geometría, la geología estructural y la estratigrafía de la zona. Mientras que alguna de esta información puede que esté disponible, frecuentemente estos datos no se han tomado como parte de los programas de exploración geotérmica. Una reevaluación de estas muestras es generalmente de gran efectividad si se considera su bajo coste.

La integración e interpretación de la información obtenida (Fase 5) durante la Fase 4 nos llevará a la selección de zonas definitivas de prospección, para su estudio a una escala más detallada, quizás a 1:50.000. En este punto es importante considerar la efectividad en cuanto al coste de la utilización de métodos más específicos y costosos (Fase 6). El método de sísmica de reflexión proporciona la mayor precisión para cartografiar horizontes y fallas dentro de un contexto sedimentario. Típicamente el alto costo de este tipo de investigación (5.000 a 10.000 dólares por milla) sin embargo, puede que no sea consistente con el tipo de recurso de temperatura baja o media que se va a desarrollar para la utilización directa del calor.

La perforación de nuevos pozos para obtener información sobre el gradiente térmico/flujo calorífico y estratigrafía de la zona (Fase 7) se ha pospuesto hasta ahora, en la estrategia de exploración que aquí se describe, en base a su elevado coste. Es importante hacer constar que, en un ambiente sedimentario complejo, la perforación de un sondeo proporciona información sobre una zona muy pequeña y, por tanto puede no ser representativa de la existencia o no de un recurso potencial. Por tanto, se considera un programa de determinación de gradiente térmico profundo el cual incluirá un mínimo de tres sondeos de pequeño diámetro a profundidades consistentes con el objetivo geológico y la hidrogeología de la cuenca, quizás del orden de 1.000 metros.

Dado que la perforación es costosa, se debe de intentar obtener el mejor resultado posible de dicha perforación. Se deben tomar los detritos de los sondeos, realizados a rotación sin testigo, cada 3 a 10 metros, y etiquetarlos cuidadosamente en muestras bien selladas. Estos detritos serán de utilidad para definir la litología, la

alteración hidrotermal y para medir las propiedades físicas de los sedimentos atravesados. Se deben realizar testificaciones geofísicas convencionales, que como mínimo deben de consistir en temperatura, caliper, resistividad y potencial espontáneo. En el caso de que el sondeo sea fluyente o que se realice un test del vapor de formación, se deberán tomar muestras de los fluidos cuidadosamente y preservarlas para su posterior análisis. Se deberán utilizar las técnicas específicas de muestreo y preservación de muestras para fluidos geotérmicos si se pretende que los resultados que se obtenga en los análisis de dichas muestras sean fiables. De los análisis realizados se deben efectuar cálculos de geotermómetros químicos para ayudar a determinar el potencial de las temperaturas del recurso.

La Fase 8 está encaminada a optimizar la información geológica disponible como resultado del programa de perforación para determinar el gradiente térmico. El quimismo de los fluidos, la litología y la mineralogía de alteración, y la testificación geofísica ayudará en la cuantificación de la estratigrafía de la cuenca y en la determinación del potencial calorífico del recurso. Los pasos siguientes en la estrategia de exploración son bastante simples. Una reevaluación de toda la información básica en vista de los resultados obtenidos con los sondeos, lo cual no requiere un esfuerzo importante. Los datos de los sondeos pueden servir para comprobar las interpretaciones iniciales. Se debe realizar una evaluación del potencial de existencia del recurso y de las probabilidades de éxito (temperatura, calidad y cantidad de los fluidos) la cual debe ser contrastada con el costo de finalización del programa de exploración y desarrollo del yacimiento. En el caso de que dicha evaluación sea favorable, se debe replantear un pozo de producción en base a la información disponible (Fase 10).

Esta estrategia de exploración es en cierto modo una estrategia idealizada y simplificada. Los principales elementos de dicha estrategia han sido identificados, pero no así su efectividad con respecto al coste. Las variaciones con respecto a la estrategia de exploración recomendadas deben ser realizadas por los científicos que estén familiarizados con la geología local, el tipo previsto de yacimiento, y la utilización que se prevea hacer del mismo.

XI.6 Estrategia de Exploración en Rocas Igneas/Fallas

En la Figura 11.4 se presenta una estrategia de exploración generalizada para terrenos ígneos. Muchos de los elementos de esta estrategia son comunes a los presentados en el caso de las cuencas sedimentarias, especialmente en los estadios iniciales de evaluación (Fases 1 a 3). El IGME ha completado ya muchos aspectos de la estrategia que aquí se discute. La estrategia de exploración considera grandes áreas graníticas y otras rocas cristalinas y metamórficas en donde se hayan identificado fuentes termales asociadas con fallas y fracturas, y con porosidad intersticial y permeabilidades muy pequeñas.

En contraste con los ambientes de cuencas sedimentarias caracterizados por acuíferos controlados estratigráficamente, los sondeos de gradientes superficiales pueden proporcionar una información muy importante sobre los recursos en este tipo de contexto geológico. La ubicación óptima de sondeos mas profundos de gradiente térmico en este tipo de contexto, sin embargo, requiere una gran cantidad de información sobre la distribución de las fallas y fracturas. Esta información puede ser particularmente difícil de obtener si hay una cobertera sedimentaria importante. Las investigaciones geofísicas detalladas se pueden aplicar en zonas con potencial geotérmico importante. Las investigaciones geoquímicas pueden también realizarse en aquellas áreas caracterizadas por las anomalías geofísicas. Entre éstas, hay que destacar las investigaciones de geoquímica del mercurio en suelos que pueden ser específicamente útiles para definir la localización de zonas de fallas permeables. Un programa de 10 a 20 sondeos, de 30 a 100 metros de profundidad, puede ser adecuado en la mayoría de los ambientes ígneos.

La perforación para la determinación del gradiente térmico profundo (Fase 7) se recomienda para testificar la validez de la mayoría de las anomalías de gradientes superficiales en áreas que se han definido como favorables por otros estudios. La profundidad de los sondeos dependerá de la hidrología local y los tipos de yacimientos previstos. Dada la generalmente baja permeabilidad existente en este tipo de contexto geológico, la probabilidad de encontrar grandes

cantidades de fluidos geotérmicos en sondeos realizados para determinar los gradientes térmicos tanto profundos como superficiales es bastante baja. En consecuencia, las medidas térmicas y los medios indirectos de determinación de temperatura se consideran como elementos de exploración bastante útiles. Los detritos de los sondeos a rotación sin testigo se deberán tomar a intervalos muy frecuentes. La minerología de las muestras deberá ser determinada usando técnicas petrográficas (secciones delgadas) y de rayos X. Además se deberán realizar análisis químicos para la determinación de mercurio lo cual puede proporcionar información sobre la distribución de zonas permeables incluso en las zonas de rocas débilmente alteradas.

XI.7 Estrategia de Exploración en Areas Volcánicas

En la Figura 11.5 se muestra un diagrama generalizado de la estrategia de exploración para recursos geotérmicos en áreas volcánicas.

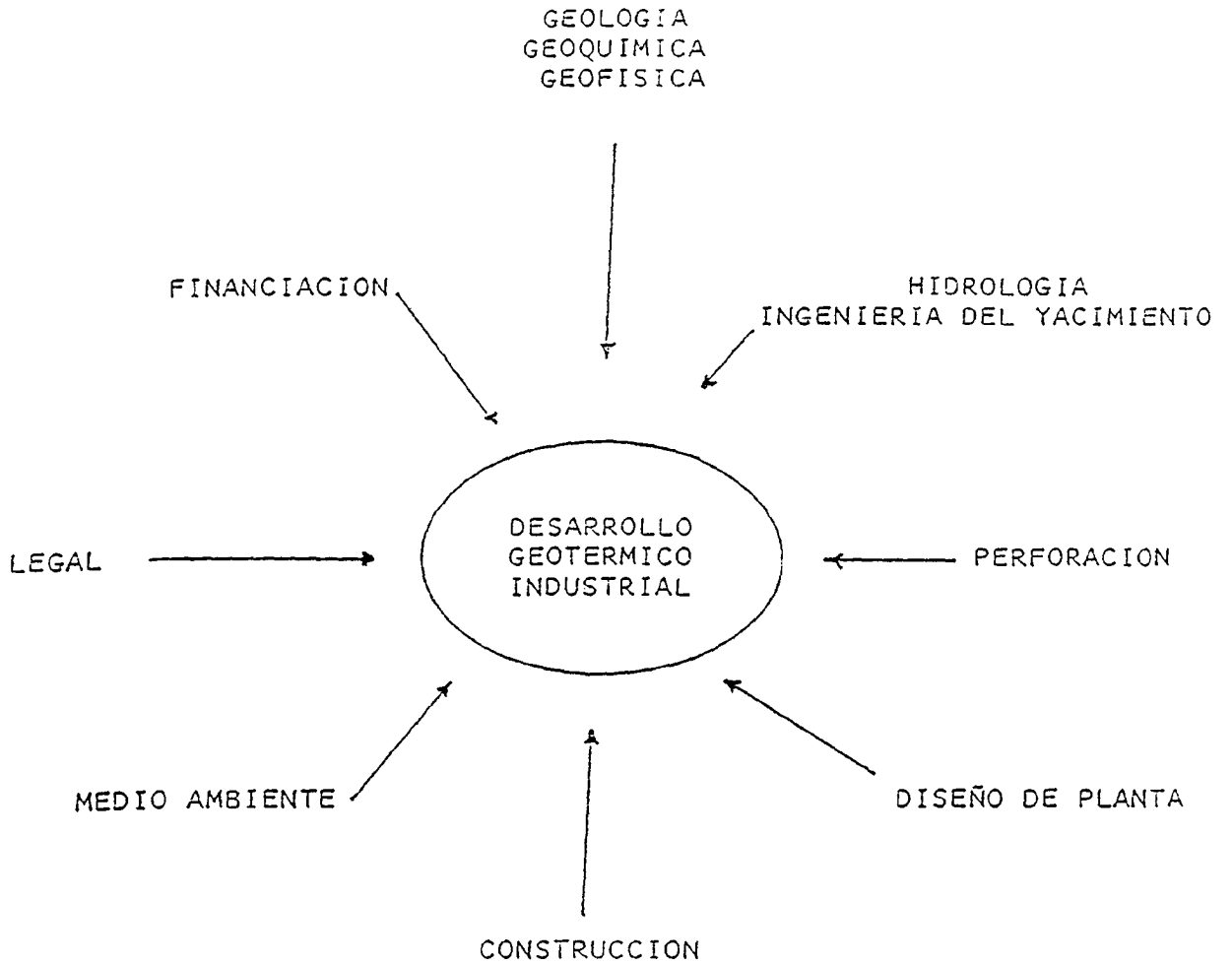
En general, la estrategia de exploración para sistemas geotérmicos en áreas volcánicas, al igual que aquella definida para las zonas ígneas/fallas, es muy similar a la discutida para las cuencas sedimentarias. Sin embargo, al contrario que en los recursos relacionados con fallas, los sistemas geotérmicos en terrenos volcánicos son químicamente muy complejos pudiendo darse simultáneamente distintos tipos de yacimientos que contienen fluidos con composiciones diferentes. Puede que sean precisos estudios isotópicos y químicos muy detallados para evaluar los distintos regímenes hidrológicos presentes en estos tipos de contextos geológicos.

Además, la información sobre gradientes térmicos superficiales puede muy probablemente estar distorsionada por los regímenes hidrológicos próximos a la superficie. Por tanto, en nuestra opinión, es más rentable realizar un programa de determinación de gradiente térmico profundo.

Los sondeos para el gradiente térmico se deben perforar a una profundidad suficiente para penetrar el nivel freático y los regímenes hidrológicos superficiales. Estos sondeos deberán proporcionar

información considerable sobre las posibilidades del yacimiento, porosidades y sobre la litología volcánica de la zona.

Hay que poner énfasis de nuevo en la naturaleza específica de cada emplazamiento para definir la estrategia de exploración mas adecuada. Las estrategias de exploración aquí recomendadas son, a lo sumo, una generalización de lo que se debe considerar en fases iniciales y entonces evaluar, para cada uno de los tipos de recursos específicos. Una integración cuidadosa de toda esta información es fundamental para definir un programa de exploración de un recurso que sea efectivo.



DADO QUE LOS CAMPOS GEOTERMICOS SON FENOMENOS GEOLOGICOS,
 LA INFORMACION SOBRE CIENCIAS DE LA TIERRA ES
 NECESARIA EN TODAS LAS FASES DEL DESARROLLO DEL CAMPO

FIGURA 11.1. DESARROLLO GEOTERMICO INDUSTRIAL

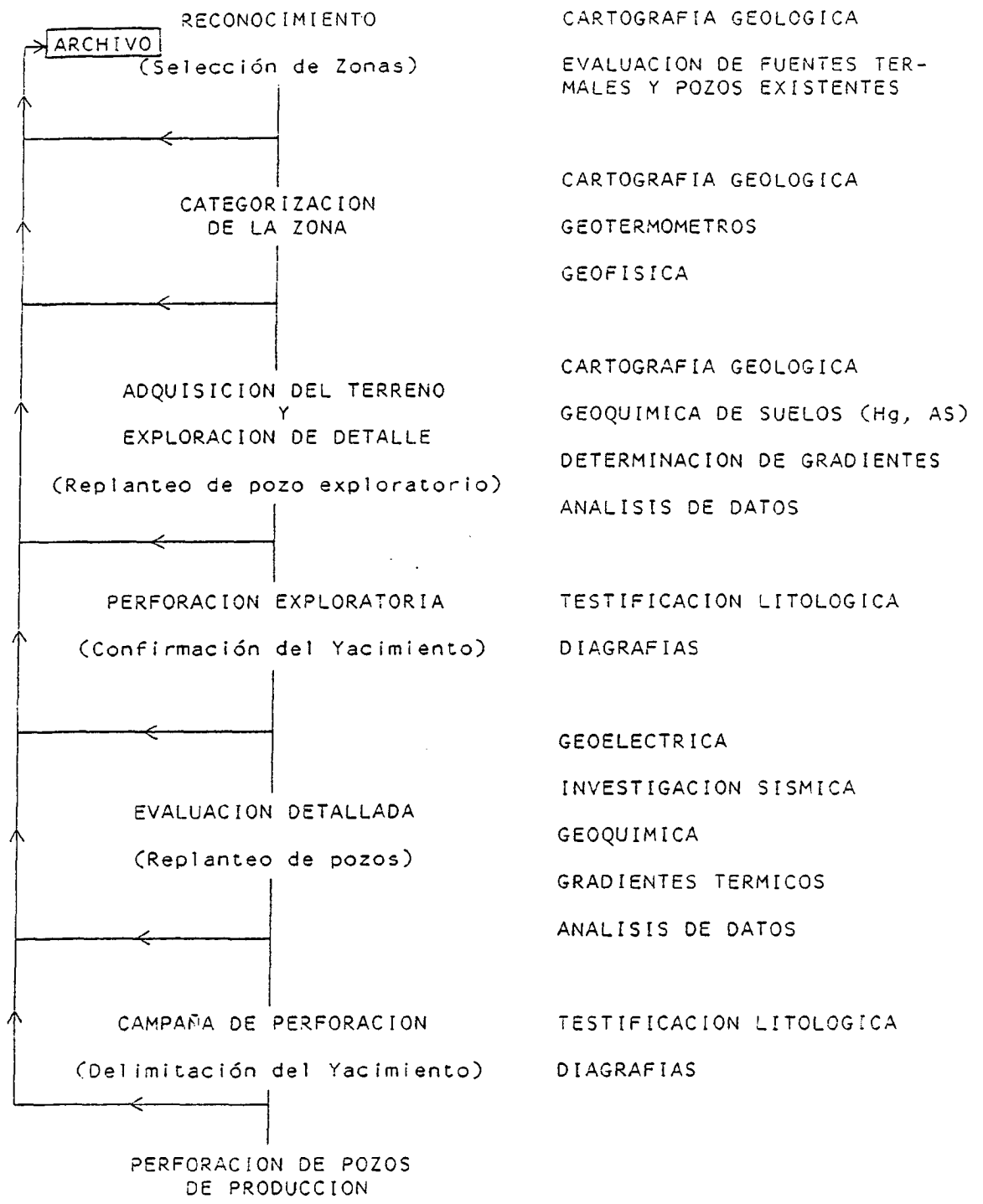


FIGURA 11.2. SECUENCIA DE EXPLORACION Y EVALUACION

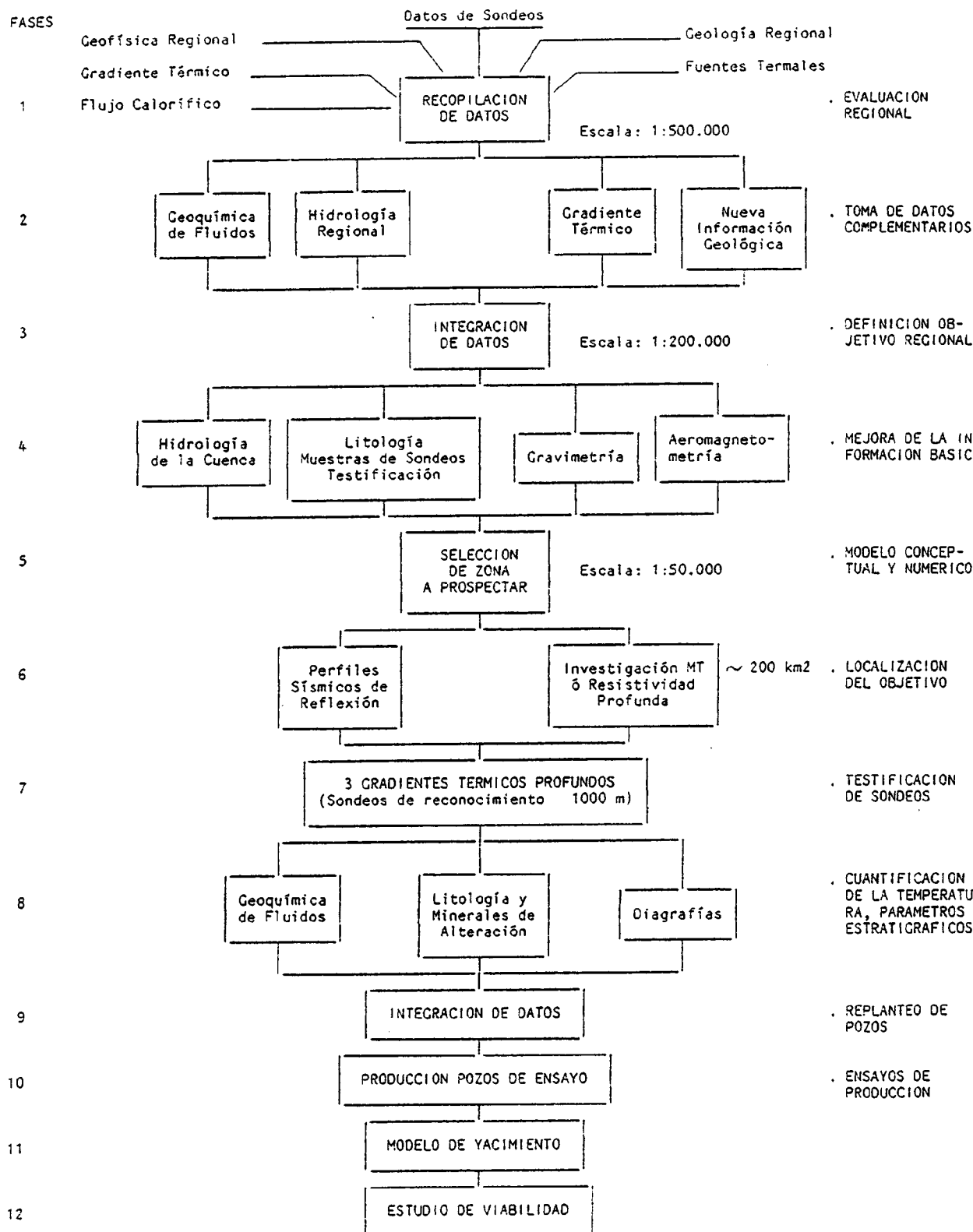


FIGURA 11.3. ESTRATEGIA DE EXPLORACION. CUENCAS SEDIMENTARIAS

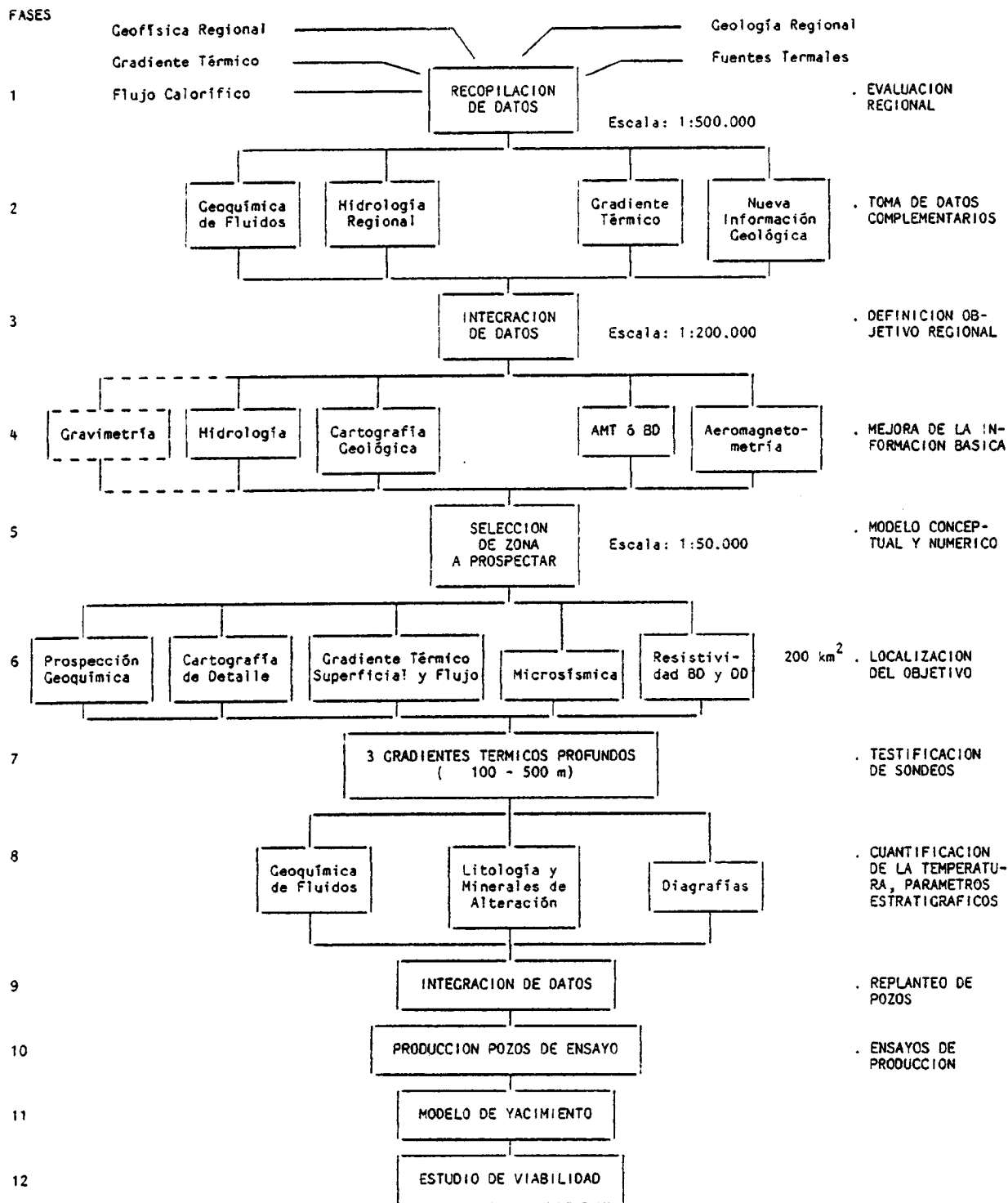


FIGURA 11.4. ESTRATEGIA DE EXPLORACION. ROCAS IGNEAS/FALLAS

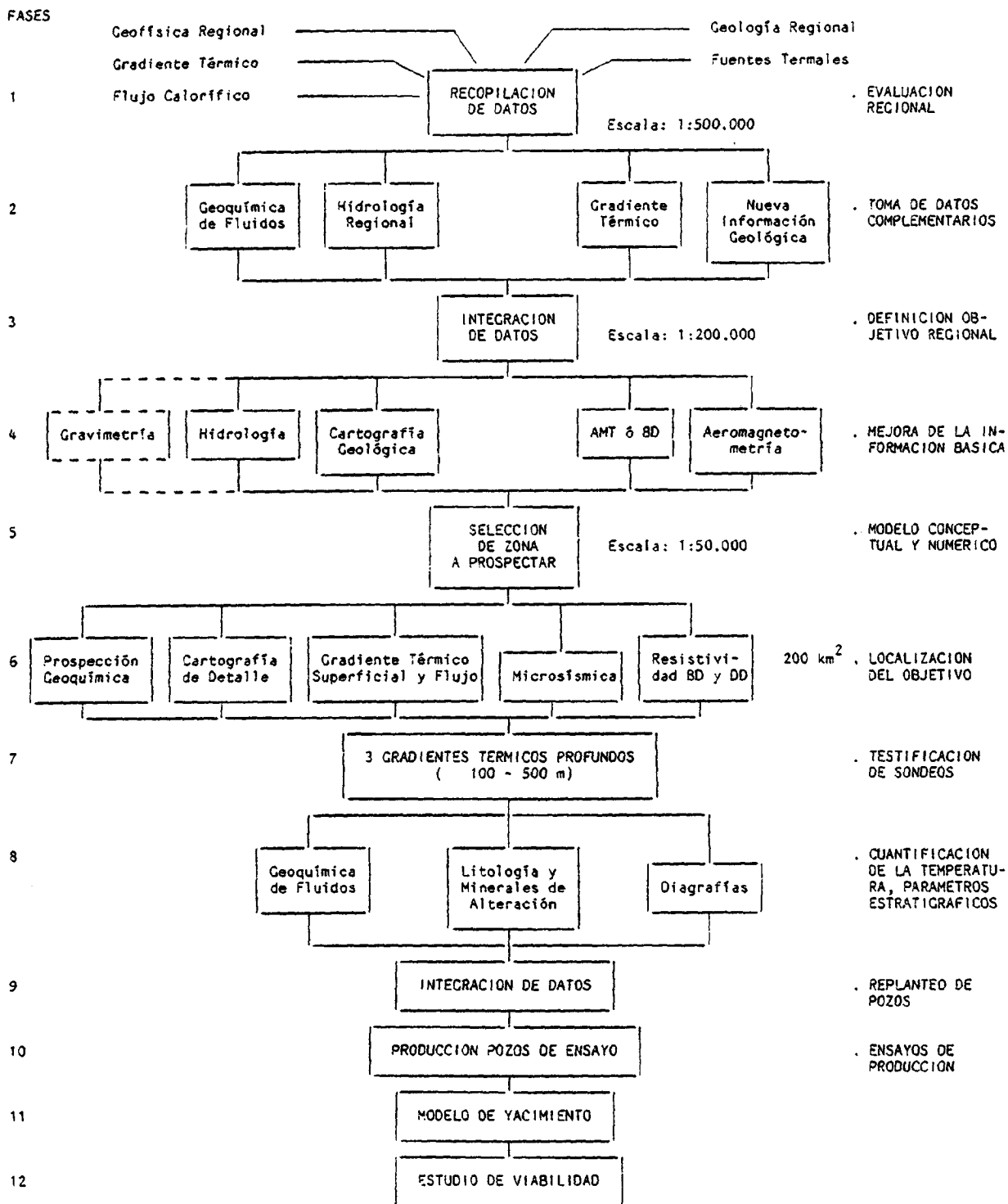


FIGURA 11.5. ESTRATEGIA DE EXPLORACION. ZONAS VOLCANICAS